



UNIVERSIDADE DA CORUÑA



ETSI CAMIÑOS, CANAIS E PORTOS

PROYECTO TÉCNICO

Título:

Efectos del cambio climático en el cálculo hidrológico de avenidas en Galicia

Autor:

Gonzalo García-Alén Lores

Tutores:

Luís Cea Gómez
María Bermúdez Pita

Fecha:

Julio de 2018





“Si analizas lo que está ocurriendo en la Tierra desde un punto de vista científico y no eres pesimista, es que no entiendes los datos. Pero si conoces a las personas que están trabajando para restaurar el planeta y no eres optimista, es que no tienes pulso.”

Paul Hawken





RESUMEN

La estimación de inundaciones es clave en la planificación espacial y en la evaluación del riesgo en los asentamientos de la población. Desde el año 1980 han sido notificadas en Europa 1500 inundaciones, de las cuales más de la mitad han ocurrido desde el año 2000, observándose una clara modificación tanto en la frecuencia como en las intensidades de los episodios de lluvia extremos. Muchas de estas variaciones han sido atribuidas en gran medida al cambio climático y resulta por tanto necesario incorporar sus efectos a la planificación del riesgo de inundación. Los actuales modelos climáticos proporcionan, sin embargo, proyecciones que no son directamente aplicables a los estudios de inundabilidad debido a su resolución espacial y temporal.

Bajo estas circunstancias nace una nueva línea de investigación que trata de evaluar el efecto que tendrá el cambio climático en la frecuencia de avenidas en el territorio gallego, elaborando escenarios de cambio climático futuros para el cálculo hidrológico de avenidas en cuencas de Galicia. Y dentro de esta línea, se desarrolla este proyecto técnico.

Más en concreto, este proyecto trata de conocer las modificaciones que producirá el cambio climático en los eventos extremos de precipitación y en sus caudales asociados, considerando como caso de estudio la cuenca del río Con en Vilagarcía de Arousa.

Para ello, se lleva a cabo, en primer lugar, un análisis estadístico de las series de precipitación de 15 estaciones meteorológicas ubicadas en torno a la cuenca. A continuación, se modifican las series históricas de acuerdo con escenarios climáticos futuros, utilizando un método de *downscaling* estadístico, a partir de lo cual es posible estimar hietogramas de diseño representativos de la cuenca. Posteriormente, se realiza la transformación de la lluvia en escorrentía mediante la utilización de métodos hidrológicos a través del programa HEC-HMS, con el objetivo de poder estimar el caudal pico y el volumen correspondientes a los escenarios climáticos planteados.



ABSTRACT

Flood estimation is important for spatial planning and flood risk management in human assessments. Since the year 1980, 1,500 floods have been advised in Europe, of which more than half have occurred since the year 2000, with a clear change in both frequency and intensity of extreme events of precipitation. Many of these observations have been linked with the beginning with climate change and it is therefore necessary to incorporate their effects into flood risk management. The current climate models, however, provide projections that are not directly applicable to flood studies due to their spatial and temporal resolution.

Under these circumstances, a new line of research is born that aims to evaluate the effect that climate change will have on the frequency of floods on the Galician territory, developing future climate change scenarios for the hydrological calculation of floods in Galicia's basins. And within this line of research, this technical project is developed.

More specifically, this project seeks to understand the changes that climate change will produce in the extreme events of precipitation in the basin of the river Con in Vilagarcía de Arousa.

For this purpose, first a statistical analysis of the precipitation series of 15 meteorological stations located around the basin is carried out. Next, the historical series are modified according to future climate scenarios, using a statistical downscaling method, allowing design hyetographs representative of the basin. Subsequently, rainfall is transformed into runoff by using hydrological methods through the HEC-HMS program, with the aim of estimating the peak flow and volume corresponding to the evaluated climatic scenarios.



RESUMO

A estimación de inundacións é clave na planificación espacial e na avaliación do risco nos asentamentos da poboación. Dende o ano 1980 foron notificadas en Europa 1500 inundacións, das cales máis da metade tiveron lugar dende o ano 2000, observándose unha clara modificación tanto na frecuencia coma na intensidade dos episodios de choiva extremos. Moitas destas variacións foron atribuídas en gran medida ao cambio climático e resulta polo tanto necesario incorporar os seus efectos na planificación do risco de inundación. Os actuais modelos climáticos proporcionan, porén, proxeccións que non son directamente aplicables aos estudos de inundabilidade debido á súa resolución espacial e temporal.

Baixo estas circunstancias nace unha nova liña de investigación que trata de avaliar o efecto que terá o cambio climático na frecuencia de avenidas no territorio galego, elaborando escenarios de cambio climático futuros para o cálculo hidrolóxico de avenidas en concas de Galicia. E dentro desta liña, desenvólvese este proxecto técnico.

Máis en concreto, este proxecto trata de coñecer as modificacións que producirá o cambio climático nos eventos extremos de precipitación e caudales asociados, considerando como caso de estudo a conca do río Con en Vilagarcía de Arousa.

Para isto, lévase a cabo, en primeiro lugar, unha análise estatística das series de precipitación de 15 estacións meteorolóxicas ubicadas nos arredores da conca. A continuación, modifícanse as series históricas de acordo cos escenarios climáticos futuros, utilizando un método de *downscaling* estadístico, a partir do cal é posible estimar hietogramas de deseño representativos da conca. Posteriormente, realízase a transformación da choiva en escorrentía mediante a utilización de métodos hidrolóxicos a través do programa HEC-HMS, co obxectivo de poder estimar o caudal pico e o volume correspondentes aos escenarios climáticos plantexados.



ÍNDICE

1.	INTRODUCCIÓN.....	9
2.	ESTADO DEL CONOCIMIENTO.....	10
2.1.	Zonas inundables.....	10
2.2.	Evaluación de caudales de avenida en cuencas no aforadas.....	10
2.2.1.	Periodo de retorno	11
2.2.2.	Método POT (<i>Peak Over Threshold</i>)	11
2.2.3.	Funciones de distribución extremas	13
2.2.4.	Curvas IDF	18
2.2.5.	Modelo hidrológico HEC-HMS	22
2.3.	Cambio climático.....	31
2.3.1.	Efecto invernadero	31
2.3.2.	Impactos del cambio climático presentes y futuros.....	33
2.3.3.	Escenarios de emisiones	35
2.3.4.	Métodos de <i>downscaling</i>	37
2.3.5.	Incertidumbre de los resultados.....	38
3.	METODOLOGÍA	39
3.1.	Introducción	39
3.2.	Caso de estudio	39
3.3.	Obtención de series de precipitación para escenarios futuros	41
3.3.1.	Climatic Perturbation Tool (KU Leuven)	41
3.3.2.	Escenarios climáticos utilizados.....	41
3.3.3.	Aplicación de la herramienta al caso de estudio	42
3.4.	Estimación del hietograma de diseño	42
3.5.	Modelización lluvia-escorrentía	43
3.5.1.	Descripción del modelo	44
3.5.2.	Pérdidas de precipitación: lluvia neta.....	45
3.5.3.	Cálculo de la transformación de la lluvia en escorrentía.....	48
3.5.4.	Cálculo de la escorrentía base	49
3.5.5.	Propagación del hidrograma a través de la red de drenaje	49
4.	ANÁLISIS DE RESULTADOS	51



4.1. Series de precipitación	51
4.2. Hietogramas de diseño	53
4.3. Caudales de avenida.....	56
4.3.1. Número de curva inicial	56
4.3.2. Resultados para otros números de curva	59
5. CONCLUSIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN.....	67
REFERENCIAS.....	69
Anexo 1: Modelos climáticos utilizados.....	73
Anexo 2: Análisis de la distribución de ajuste	81



1. INTRODUCCIÓN

Se entiende por avenida a la elevación de los niveles de agua en el cauce a valores no usuales, como consecuencia del crecimiento del caudal que circula por la red de drenaje. Este aumento del caudal, en la mayoría de los casos, es consecuencia de precipitaciones extraordinarias de una magnitud tal que la superficie de la cuenca no es capaz de asimilarlas en su totalidad. Estos excesos de precipitación que no se infiltran, denominados escorrentía superficial, discurren rápidamente por la red de drenaje de la cuenca concentrándose en los cauces. Esta red, a su vez, tiene una capacidad de evacuación determinada, en función de sus características. El volumen de agua que le llega en un momento dado y que no es capaz de evacuarlo en dicho momento, es almacenado en el cauce, provocando la consiguiente elevación del nivel de agua.

Visto de esta forma, el análisis de la problemática creada por el fenómeno de las avenidas se puede centrar en dos puntos diferenciados. Por un lado, la generación de caudales extraordinarios, función de las precipitaciones y de las características de la cuenca, tema estudiado por la hidrología y, por otro lado, el análisis hidráulico del movimiento de dichos caudales por la red de drenaje, función del valor del caudal y de la geometría característica del tramo estudiado.

La incidencia del hombre en un proceso ya existente, y que en principio no representaría un gran problema para él si fuera por la ocupación de áreas inundables que se presentan enmascaradas por el desarrollo de la vegetación dada la característica extraordinaria de estos eventos, consiste en la modificación de las características de la cuenca, reduciendo la cubierta vegetal, y de las condiciones de circulación del flujo en el cauce, construyendo obras y modificando trazados.

Es por esto que el cálculo hidrológico de avenidas está adquiriendo cada vez una mayor relevancia en la evaluación de la seguridad y en la planificación territorial. La estimación de caudales extraordinarios y su posterior análisis hidráulico, es un proceso particularmente complejo al tratarse de eventos de baja probabilidad y altos periodos de retorno. Añadiéndose la problemática referida a los ciclos climáticos y en particular al cambio climático.



2. ESTADO DEL CONOCIMIENTO

2.1. Zonas inundables

Las inundaciones son fenómenos naturales producidos principalmente por fuertes precipitaciones que provocan un incremento en el caudal de los ríos. Algunos aspectos como el efecto de la marea, el estrechamiento de los ríos, la urbanización en llanuras de inundación o la deforestación, provocan que tanto las inundaciones como sus efectos, se agraven.

Las zonas que están sujetas a inundaciones recurrentes son conocidas como llanuras de inundación. Esta frecuencia dependerá de la hidrología de la cuenca y las medidas de protección frente a inundaciones (entre otros aspectos). El período medio de inundación de las llanuras de un río aluvial en estado natural se estima entre 2 y 7 años. Pese a esto, en la actualidad, lamentablemente, gran parte de las llanuras de inundación naturales de Galicia poseen construcciones (viviendas, carreteras, parques, escuelas, etc.).

Un concepto muy relacionado con las inundaciones es el riesgo, que se define como la exposición a una situación que tiene una probabilidad pequeña (pero no nula) de producirse, y cuya ocurrencia provocaría un daño. El riesgo se evalúa a partir de otros dos conceptos, la peligrosidad y la vulnerabilidad:

- Peligrosidad: Probabilidad de que un determinado fenómeno natural, de una cierta extensión, intensidad y duración, con consecuencias negativas, se produzca. La peligrosidad está ligada a la frecuencia de presentación (período de retorno) y a la intensidad de la inundación (distribución espacio-temporal de calados y velocidades).
- Vulnerabilidad: Concepto que hace referencia al impacto de la inundación sobre la sociedad. La vulnerabilidad está ligada a los usos del suelo, estructuras de las construcciones, etc.

2.2. Evaluación de caudales de avenida en cuencas no aforadas

Aquellas actuaciones del ser humano relacionadas con la hidráulica y la hidrología, dependerán de elementos naturales e impredecibles, como la precipitación, que están sujetos a incertidumbres que derivan en un riesgo. En las obras en entornos fluviales este riesgo está dominado por la variabilidad de las crecidas del río. La variable que más nos interesa es el caudal que genera esta lluvia y cuyo valor máximo, dependerá del nivel de riesgo que decidamos asumir en la construcción de nuestra infraestructura.

En cuencas no aforadas, no se dispone de registros de caudal medidos, por lo que para su obtención tendremos que aplicar alguno de los métodos existentes, pero partiendo siempre de los datos de precipitación.



En los siguientes apartados se describirán alguna de las diferentes variables que pueden ser calculadas a partir de la precipitación de proyecto seleccionada. Sin embargo, la elección de esta precipitación de proyecto no es sencilla, ya que, por un lado, debemos de tener en cuenta siempre el nivel de riesgo asumible, y por otro, la falta de certidumbre en los datos que se manejan.

2.2.1. Periodo de retorno

Como se ha dicho, debemos asumir un nivel de riesgo. Esta necesidad aparece en todo proyecto de ingeniería, puesto que no se puede construir un puente que soporte una carga infinita ni un embalse para un nivel de agua infinito. De forma habitual, se evalúa este nivel de riesgo mediante un parámetro conocido como “periodo de retorno”.

El periodo de retorno o tiempo de ocurrencia de una variable, como puede ser la precipitación en nuestro caso, es el número de años en que se superará una vez como promedio el valor de dicha variable. Así, el evento asociado a un periodo de retorno T tendrá una probabilidad de ser superado en un año de $1/T$. El riesgo de que esa precipitación sea excedida alguna vez durante un cierto intervalo de tiempo depende de la duración del intervalo.

Es decir, si una precipitación tiene un periodo de retorno T, ello representa que la probabilidad, o riesgo hidrológico de que un año cualquiera se presente una o más precipitaciones iguales o superiores es de $1/T$ y, por lo tanto, la probabilidad de que no la superen será $1-(1/T)$. Por tanto, la probabilidad (que sigue una distribución binomial) de que sea superada dicha precipitación, de periodo de retorno T, una o más veces en el periodo de “n” años será:

$$1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^n \quad (1)$$

De esta forma, una precipitación que tengan un periodo de retorno de cincuenta años tiene una probabilidad de un 2% de que en cualquier año de dicho periodo aparezca al menos una lluvia o caudal igual o mayor, pero la probabilidad de tal aparición en un periodo cualquiera de diez años consecutivos sube al 18%.

2.2.2. Método POT (*Peak Over Threshold*)

El método POT consiste en tomar los máximos contenidos en un conjunto de datos, que superen un determinado valor umbral y que además estén separados por un cierto intervalo de tiempo, y suponer que son independientes entre sí (Solano, 2006).

Ejemplificando este concepto, si en un determinado año se producen varios eventos de fuertes precipitaciones, no se debe a que los sucesos extremos tiendan a concentrarse en ciertos años, sino a que esta concentración ha sido por azar. Suponiendo que estos eventos son independientes, la aparición de un evento de fuertes precipitaciones no implica que la probabilidad de que en ese mismo año se produzcan otros eventos importantes vaya a aumentar o disminuir. Aceptada la hipótesis, la muestra a analizar estará constituida, por los máximos locales o picos que superen un cierto valor



umbral de intensidad en la precipitación del evento. En cualquier caso, los máximos seleccionados deben cumplir la condición de independencia. Para este método se define el número medio de eventos extremos al año (λ) como la relación entre el número total de eventos extremos registrados (N_T) y el tiempo efectivo de medida (T_{ef}). Esta relación se resume en la siguiente ecuación:

$$\lambda = \frac{N_T}{T_{ef}} \quad (2)$$

Dicho esto, podemos entender que la elección de un valor umbral de intensidad no es sencilla e influirá de forma directa en la calidad de los resultados. Si se escoge un valor umbral excesivamente alto, el número de eventos será muy bajo, por lo que se perderá información. Si se escoge un valor umbral bajo, algunos máximos pertenecerán a temporales secundarios que nada tendrán que ver con eventos de precipitación extremos. Este valor umbral debe ser coherente a las características de la zona de estudio.

Los efectos de esta variación del nivel umbral o “*threshold level*” en el ajuste, se pueden observar en el ejemplo representado en la figura 2.1, donde, para una serie de datos, se han tomado dos valores umbrales diferentes (H' y H'') y se ha realizado un ajuste mediante el método gráfico. En ambos casos el ajuste realizado con el nivel umbral mayor se ajusta mejor a la cola, se podría considerar entonces el ajuste más idóneo, pero el hecho de aumentar excesivamente el nivel umbral puede suponer una pérdida de información y llevar a resultados erróneos.

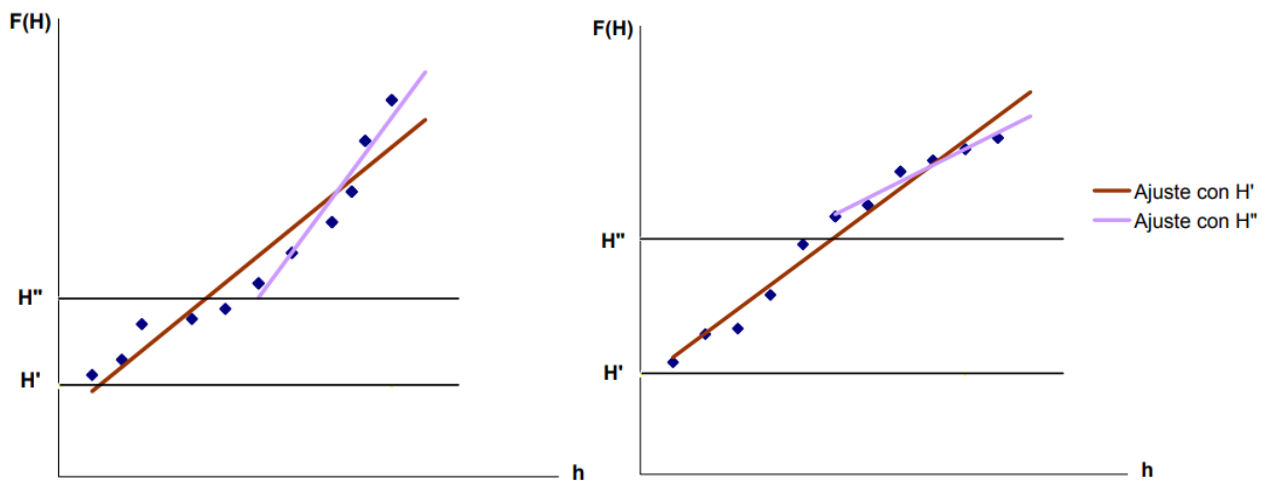


Figura 2.1.- Visualización del efecto de la variación del nivel umbral o “*threshold level*” (Solano, 2006)



2.2.3. Funciones de distribución extremales

Debido a que la longitud de los registros es normalmente corta, en la mayoría de casos se hace necesaria una extrapolación a partir de un limitado número de datos reales. La estimación de una precipitación asociada a un periodo de retorno de 100 años, por ejemplo, requiere el análisis de las series disponibles (habitualmente no mayor de 20 o 30 años) y la estimación de los valores asociados a altos periodos de retorno (o baja probabilidad de ocurrencia).

Es importante asimismo tener en cuenta la distribución temporal de la información. Usualmente los datos históricos más antiguos disponibles no han sido medidos con métodos de almacenamiento automático sino manual. Esto implica que la mayoría de las mediciones se hicieron en intervalos muy amplios. Tener datos sobre la precipitación en 24 horas a lo largo de 30 años, por ejemplo, es una información valiosa, pero para estudios en ámbitos espaciales reducidos, como el de aplicación en este proyecto técnico, esa discretización temporal resulta muy grosera. Nuestra pretensión es llegar a periodos del orden de 5 o 10 minutos, por lo que la calidad de la interpolación puede ser cuestionada.

La forma más habitual de abordar el cálculo de valores extremos consiste en analizar una estación de medida y obtener, de toda la serie de datos disponibles, valores indicativos de los extremos anuales. Aunque ya hemos hablado del método POT como método de selección de datos y a pesar de que más adelante se hablará de métodos de extraer más información de estas series de datos, asumamos para esta explicación que el dato que se va a extraer es el máximo diario para cada año: precipitación máxima diaria, para un periodo de análisis de 24 horas. A estos datos se los conoce como precipitación máxima diaria anual.

De esta forma, si volvemos a nuestro ejemplo anterior de una serie de 30 años, se obtiene de esta información una serie muy reducida de 30 datos (uno por año), con la que se puede trabajar en términos estadísticos.

Es evidente que realizar un análisis extremal con una serie de 30 datos genera una gran incertidumbre, con lo que debemos asumir ya de entrada que la estimación de precipitaciones extremas supone asumir un cierto error, llegando a ser muy severo en ciertos casos. Así, hay que ser conscientes que, a mayor periodo de retorno, más inexactitud en la estima de resultados.

Existe una amplia colección de distribuciones de probabilidad teóricas que pueden utilizarse para describir sucesos, pero no todas son adecuadas para ciertos fenómenos. En general se trata de distribuciones no simétricas con una cola alargada en el rango de valores altos. La distribución más usual, la Distribución normal, no cumple estos requisitos y no suele ser una buena herramienta para describir extremos. En general, las distribuciones que se usan suelen pertenecer a algunas de estas familias:

- Distribución generalizada de valores extremos (GEV), triparamétrica, o alguna de sus simplificaciones, como por ejemplo la distribución de Gumbel (biparamétrica).
- Distribución lognormal de tres parámetros (LN3) o su simplificación biparamétrica (LN2).



- Distribución generalizada Pareto, similar a la GEV.
- Otras: SQRT-ETmax, logística generalizada, etc.

En este proyecto técnico se toma la meditada decisión de elegir únicamente tres distribuciones.

En primer lugar, la SQRT-ETmax, ya que se trata de una distribución única y exclusivamente para el análisis de eventos de precipitación extremos en el territorio español. Además, se ha seleccionado la función de distribución GEV y la distribución Gumbel, debido a su popularidad y relativa simplicidad a la hora de tratar cálculos de eventos extremos.

En las siguientes líneas, se describirá brevemente cada una de las distribuciones.

- Función de distribución de Gumbel

También conocida como EV1 (*Extreme Value 1*), tiene una función de distribución acumulada que responde a la ecuación 3.

$$F(x) = e^{(-e^{-\alpha(x-u)})} \quad (3)$$

Donde α y u son los parámetros que la definen.

Adoptando el método de máxima verosimilitud como método de determinación de los parámetros de esta función de distribución de probabilidad, se toma la serie muestral de precipitaciones máximas, obteniendo en la ecuación 4 sus estadísticos muestrales (media muestral y varianza muestral) de la aplicación las relaciones que los vinculan con los parámetros α y u .

$$\bar{x} = u + \frac{0.577}{\alpha}, s = \frac{1.282}{\alpha} \quad (4)$$

Donde \bar{x} , s son la media muestral y la desviación típica muestral, respectivamente.

Así, podemos ver en la ecuación 5 el resultado de despejar los valores de los parámetros de la distribución de Gumbel.

$$\alpha = \frac{1.282}{s}, u = \bar{x} - \frac{0.577}{\alpha} \quad (5)$$

Para calcular el valor asociado a un cierto periodo de retorno, debe utilizarse la distribución inversa, que se obtiene despejando el valor de la variable aleatoria de la siguiente forma:

$$x = \frac{1}{\alpha} (-\ln(-\ln(F(x)))) + u \quad (6)$$



Así, un valor de $F(x)$ de 0.9 implica un periodo de retorno de 10 años, y en general, para un periodo cualquiera la relación es:

$$F(x)_T = 1 - \frac{1}{T} \quad (7)$$

Lo que permite calcular de un modo inmediato el valor de la variable asociado a cualquier periodo de retorno.

La distribución de Gumbel tiende en general a infravalorar los extremos a medida que el periodo de retorno se va haciendo mayor.

- Distribución GEV

En 1928, Fisher y Tippett enunciaron el primer teorema del valor extremo, y éste explicó el resultado asintótico de los valores extremos explicando que el máximo de una muestra de variables aleatorias idénticamente probables después de una normalización adecuada, converge a una de las tres posibles distribuciones: Gumbel, Fréchet o Weibull. No es hasta 1948 cuando Gnedenko completa este trabajo caracterizando la distribución obtenida.

A continuación, se describen de manera breve los tres parámetros que forman de la distribución GEV (Coles, 2001).

Sea $\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$ un conjunto de n variables aleatorias independientes e idénticamente distribuidas y sea $M_n = \max\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$. Si denominamos X a las medidas de precipitación media diaria y n es el número de observaciones en un año, entonces, M_n correspondería al máximo anual de precipitaciones medias.

Desde el punto de vista teórico, es posible obtener la distribución de probabilidad de M_n de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} \Pr(\{M_n \leq z\}) &= \Pr\{X_1 \leq z, \dots, X_n \leq z\} \\ &= \Pr\{X_1 \leq z\} * \Pr\{X_2 \leq z\} * \dots * \Pr\{X_n \leq z\} = (F(z))^n \end{aligned} \quad (8)$$

Donde se ha supuesto que las variables aleatorias son independientes.

Como F se trata de una función desconocida, la solución habitual es realizar su estimación. El error cometido al estimar F hace que F^n genere errores grandes. Por tanto se estima directamente F^n y se deriva su comportamiento para valores de n grandes, es decir, cuando $n \rightarrow \infty$. Debido a esto, y para que M_n no degenera en el límite, es necesario renormalizar M_n con $M_n^* = \frac{M_n - b_n}{a_n}$, donde a_n y b_n son dos sucesiones.



El Teorema de los valores extremos enuncia que si existen dos sucesiones $\{a_n\}$ y $\{b_n\}$, con $\{a_n > 0\}$ para todo n , tal que $Pr \left\{ \frac{M_n - b_n}{a_n} \leq z \right\}$ converge a $G(z)$ cuando $n \rightarrow \infty$ (o lo que es lo mismo $\lim_{n \rightarrow \infty} F^n(a_n z + b_n) = G(z)$), entonces $G(z)$ es una función de distribución no degenerada que pertenece a alguna de las tres familias de distribuciones de valores extremos:

- Tipo I: Función de distribución de Gumbel (explicada con anterioridad)

$$G(z) = e^{(-e^{-\frac{z-b}{a}})}, \text{ si } -\infty < z < \infty \quad (9)$$

- Tipo II: Función de distribución de Fréchet

$$G(z) = \begin{cases} 0, & \text{si } z \leq b \\ e^{-(\frac{z-b}{a})^{-\alpha}} & \text{si } z > b \end{cases} \quad (20)$$

- Tipo III: Función de distribución de Weibull

$$G(z) = \begin{cases} e^{-(\frac{z-b}{a})^{-\alpha}} & \text{si } z < b \\ 1 & \text{si } z \geq b \end{cases} \quad (31)$$

Siendo a , b y α parámetros, con $a > 0$ y $\alpha > 0$. A estos parámetros se les conoce como parámetro de escala, a , de localización, b , y de forma, α (solo en el caso de las familias II de Fréchet y III de Weibull).

Este teorema implica que si M_n puede ser estabilizada con las sucesiones a_n y b_n , la normalizada $M_n^* = \frac{M_n - b_n}{a_n}$, será uno de estos tres tipos de funciones de distribución de valores extremos.

La interpretación del teorema es la siguiente: Cuando se pueden encontrar sendas sucesiones que verifiquen lo anterior, entonces la distribución asintótica de la variable transformada es de alguno de los tres tipos anteriores. A su vez, se deduce que la distribución solo puede ser una de esas tres. Sin duda, este teorema está considerado como el más importante, dentro de la teoría de valores extremos.

Entonces, los tres tipos de distribución límite que surgen como consecuencia de lo anterior, pueden combinarse en una única expresión, que es la distribución de Valores Extremos Generalizada (GEV), cuya función de distribución es la siguiente:

$$G(z) = e^{-\left[1 + \xi \left(\frac{z-\mu}{\sigma}\right)\right]^{\frac{1}{\xi}}} \quad (12)$$



Definido sobre el conjunto $\{z \in \mathcal{R}: 1 + \xi(z - \mu)/\sigma > 0\}$, donde ahora $-\infty < \mu < \infty$, $-\infty < \xi < \infty$, $\sigma > 0$, siendo μ el parámetro de localización, σ el de escala y ξ el de forma, que determina el comportamiento de las “colas” de la distribución.

Dependiendo del valor del parámetro de forma, la distribución corresponderá a una de las tres familias anteriores: Al tipo III (Weibull) si $\xi < 0$, al tipo II (Fréchet) si $\xi > 0$ y al tipo I (Gumbel) si $\xi = 0$ (entendiendo como límite cuando $\xi \rightarrow 0$).

- Distribución SQRT-ETmax

Esta distribución es la utilizada por el Ministerio de Fomento para el cálculo de las “Máximas luvias diarias en la España Peninsular”. Fue propuesta por Etoh en 1897 (Etoh, 1987) y se refleja en la ecuación 13.

$$F(x) = e^{(-k(1+\sqrt{\alpha x}) * e^{\sqrt{\alpha x}})} \quad (13)$$

Donde $F(x)$ es la probabilidad de que se presente un valor inferior a x ; y k y α son parámetros de la distribución que dependen de la media y la desviación típica.

Esta es una función de distribución que ha sido propuesta específicamente para la modelación estadística de máximas luvias diarias. En general, los resultados obtenidos por esta distribución, son más conservadores que los proporcionados por otras distribuciones como la tradicional ley de Gumbel.

El cálculo de los parámetros k y α no es en absoluto trivial. Autores como Zorraquino (Zorraquino, 2004) han elaborado una aproximación polinómica para su obtención.

El cálculo de los parámetros k y α según el método de Zorraquino se sigue en los pasos señalados por las ecuaciones 14, 15 y 16 (Sánchez, 2004).

$$\ln(k) = \sum_{i=0}^6 a_i * [\ln(C_v)]^i \quad (14)$$

Donde C_v representa el coeficiente de variación igual al cociente entre la desviación típica y la media aritmética, y a_i los coeficientes calculados por el autor y que pueden ser encontrados en la publicación de F. Javier Sánchez San Román (Sánchez, 2004).

$$\ln(I_1) = \sum_{i=0}^6 b_i * [\ln(k)]^i \quad (15)$$



Donde $\ln(k)$ es el valor calculado en el paso anterior y b_i son de nuevo un conjunto de coeficientes calculados por el autor y definidos también en la publicación de F. Javier Sánchez San Román (Sánchez, 2004).

$$\alpha = \frac{k}{1 - e^{-k}} \frac{I_1}{2\bar{x}} \quad (16)$$

Donde k e I_1 son los valores calculados en el paso anterior y \bar{x} es la media aritmética.

Por último, despejamos los valores de k y de α de las ecuaciones 14 y 16 y calculamos $F(x)$ con la expresión 13.

2.2.4. Curvas IDF

2.2.4.1. Precipitación de proyecto

Lo que se entiende por precipitación de proyecto incluye dos aspectos fundamentales: una altura global de precipitación (en mm) y un patrón de lluvia que indique cómo se distribuye la precipitación a lo largo de la duración del evento. El efecto de una lluvia no es el mismo si la intensidad se mantiene constante que si hay periodos de gran intensidad seguidos de periodos sin lluvia. Hay zonas geográficas en que, por su orografía, es previsible que las lluvias sigan un determinado patrón. En el litoral mediterráneo, por ejemplo, se definen patrones de precipitación que responden a la forma de los eventos extremos que se registran con cierta regularidad. En otras zonas, como el noroeste peninsular, es muy difícil definir un patrón ya que los frentes del Atlántico barren el territorio de un modo más o menos uniforme y los episodios más prolongados y menos intensos presentan en general patrones variables bastante aleatorios.

Las curvas Intensidad-Duración-Frecuencia (IDF) son utilizadas como información de base tanto en la definición de la altura de precipitación de un evento de proyecto como para definir su patrón (ligado a una duración). Se generan a partir de los datos de precipitación de una estación en concreto, aplicando una función de probabilidad. Es habitual encontrarnos con una estación de la que no se puedan extraer datos con la suficiente calidad como para generar curvas IDF. En estas ocasiones se hace necesario apelar a curvas IDF de un entorno cercano o a generar curvas IDF de tipo sintético, con la metodología que se expondrá más adelante.

2.2.4.2. Elaboración de curvas IDF

Se entiende por intensidad de lluvia el caudal caído por unidad de superficie o, lo que es equivalente, la altura de precipitación por unidad de tiempo. Las intensidades se expresan en litros por segundo y hectárea (L/s ha), o bien en milímetros por minuto (mm/min) o por hora (mm/h).

La intensidad máxima de una lluvia varía con la duración de ésta. Las lluvias más cortas son generalmente las más intensas. Es usual apreciar un aguacero muy intenso durante un tiempo



reducido. Si la lluvia persiste, tiende a amainar, y en promedio su intensidad disminuye. Este concepto tan básico es la clave de las curvas Intensidad-Duración-Frecuencia.

Dado un registro pluviométrico que contenga datos de precipitación caída cada 5 o 10 minutos, o un registro continuo de los intervalos entre registro de precipitación de 0.1 o 0.2 mm, es posible realizar un análisis estadístico de los datos y calcular, para cada periodo de estudio (cada año, en general) cuál es la máxima precipitación registrada en un intervalo de 5', 10', 20', y así sucesivamente.

Si se cuenta con varios años de observaciones, se puede aplicar a cada una de las series (por ejemplo, a la precipitación máxima en 5') una función de distribución de valores extremos, y calcular estadísticos, como la precipitación media máxima en 5', o la precipitación máxima en 5' para un cierto periodo de retorno (o asociada a una cierta probabilidad). Este análisis será similar al apuntado en párrafos anteriores para la precipitación en 24 horas.

Cada una de las frecuencias (o periodos de retorno) generan una curva, que vincula el intervalo de lluvia (duración, 5', 10', ...) con su correspondiente intensidad.

Con los datos pluviométricos de cada zona se pueden confeccionar los gráficos de lluvias equivalentes o curvas IDF (figura 2.2), de Intensidad-Duración-Frecuencia, para distintos periodos de retorno. Estas curvas varían mucho de unas zonas a otras, e incluso dentro de una misma región o comarca pueden darse condiciones locales que motiven fuertes diferencias.

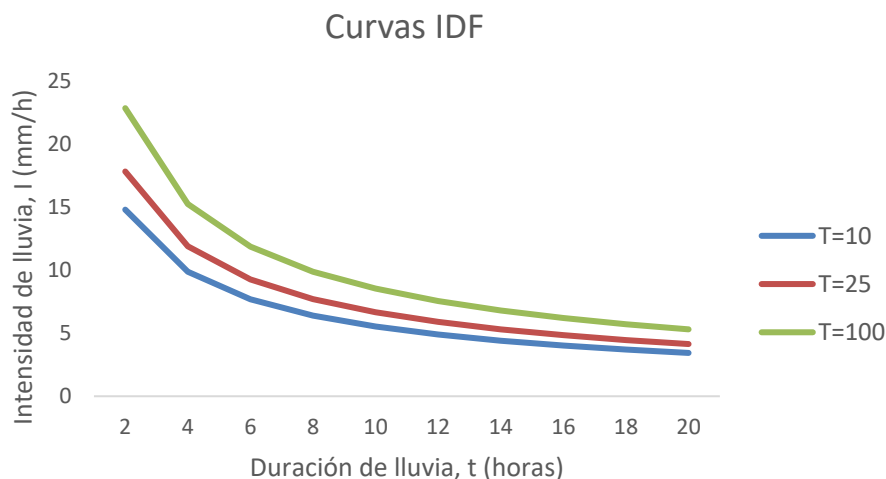


Figura 2.2.- Ejemplo de curvas Intensidad-Duración-Frecuencia

Si se dispone de abundantes datos reales (pluviometría en la zona) que permita calcular las curvas IDF propias a la cuenca, ese sin duda es el método más adecuado. Si no, hay que recurrir al uso de curvas IDF sintéticas, como paso previo a la definición de histogramas sintéticos.



2.2.4.3. Curvas IDF sintéticas

La elaboración de curvas IDF sintéticas debe asentarse en una base de datos suficientemente amplia de estaciones pluviométricas, con un funcionamiento razonablemente homogéneo. En España es usual apelar al método recogido en la Instrucción de Carreteras 5.2-I.C, que se describe a continuación y del que se obtienen valores de lluvia (intensidad) para distintas duraciones a partir de la lluvia en 24 h. El hecho de que se zonifiquen los parámetros para distintas regiones de la península hace que las diferencias entre los climas mediterráneo o cantábrico, por ejemplo, queden más o menos recogidas en el método.

Para el cálculo de la intensidad media I_t (mm/h) de precipitación para una determinada duración la Instrucción de Carreteras de España utiliza la siguiente fórmula:

$$\frac{I_t}{I_d} = \left(\frac{I_1}{I_d}\right)^{2.53*(28^{0.1}-t^{0.1})} \quad (17)$$

Siendo:

- I_t (mm/h): Intensidad media máxima asociada a una duración t y a un periodo de retorno considerado.
- I_d (mm/h): Intensidad media diaria de precipitación correspondiente al periodo de retorno considerado. Es igual a $P_d/24$.
- P_d (mm): Es la precipitación total diaria correspondiente a dicho periodo de retorno, que podrá tomarse, por ejemplo, de la referencia “Máximas lluvias en diarias en la España Peninsular” (Fomento, 1999). U obtenerse directamente a través de métodos estadísticos si se dispone de una estación meteorológica próxima con datos de P_d .
- I_1 (mm/h): La intensidad horaria de precipitación correspondiente a dicho periodo de retorno.
- I_1/I_d : Parámetro que representa la relación de la intensidad horaria con la diaria del mismo periodo de retorno, y que depende de la zona de estudio incluyendo un cierto efecto de regionalización de parámetros. El valor de la razón I_1/I_d depende de la zona geográfica. Para Galicia, el valor es del orden de 8. En la Instrucción aparece un mapa que cubre la península ibérica.

Dado un periodo de retorno (por ejemplo 10 años), bastaría así calcular la precipitación en 24 horas que se obtendría de la publicación mencionada o de aplicar una función de probabilidad de máximos (por ejemplo, la distribución Gumbel) sobre datos de una estación meteorológica próxima a la zona de estudio, dividir entre 24 para obtener la intensidad horaria, y aplicar el método de la Instrucción de Carreteras para obtener distintos valores de altura de precipitación asociada a distintas duraciones, por ejemplo 10, 20, 30, 60, 90 y 120 minutos, para llegar a un hietograma de n horas de duración. El cómo aplicar estas intensidades para lograr un patrón de lluvia o hietograma, se comenta en el siguiente apartado.

2.2.4.4. Hietograma de proyecto. Método de bloques alternados.

Si se dispone de un patrón-tipo en la zona, basta construir un hietograma con la forma definida por el patrón y con una precipitación global igual a la calculada para la duración total del evento para disponer del hietograma de cálculo.

Si no se dispone del patrón, hay que apelar a patrones sintéticos. El método más usual de generar patrones sintéticos (amén de otros muy tipificados, como el uniforme o el triangular), es el método de los bloques de precipitación. Si se desea generar una lluvia de una determinada duración (por ejemplo, 1 h), se considera esa hora dividida en bloques (de 5 minutos, por ejemplo). Para calcular la precipitación del primer bloque de 5', se consulta sobre la curva IDF la intensidad de 5' para el periodo de retorno escogido, y se genera un bloque de lluvia con una precipitación de valor indicado en la ecuación 18.

$$I_{5'} \left(\frac{mm}{h} \right) * \frac{1}{12} (h) = P_{5'} (mm) \quad (18)$$

Para calcular el segundo bloque de 5', se busca sobre la curva IDF la intensidad correspondiente a 10', y se calcula $P_{10'}$ como $I_{10'}(mm) * 1/6(h)$. Este valor de precipitación en 10' será la suma del primer bloque, ya calculado, y el segundo; luego el segundo bloque contendrá una precipitación de valor $P_{10'} - P_{5'}$. De modo sucesivo se irán calculando los bloques como $P_{15'} - P_{10'}$, $P_{20'} - P_{15'}$, etc.

Este método asegura que cada una de las sumas de bloques genera una precipitación consistente con el nivel de riesgo predefinido. Los bloques suelen situarse de modo alterno alrededor del mayor, por lo que el método se conoce como método de bloques alternados. Esto no responde sino al hecho de que los patrones reconocidos suelen tener un aspecto similar al que se obtiene de este modo. Es asimismo frecuente promediar los dos primeros bloques, ya que el método tiende a dar un pico muy acentuado (figura 2.3). Esta metodología se propone por ejemplo en las Instrucciones Técnicas para Obras Hidráulicas en Galicia.

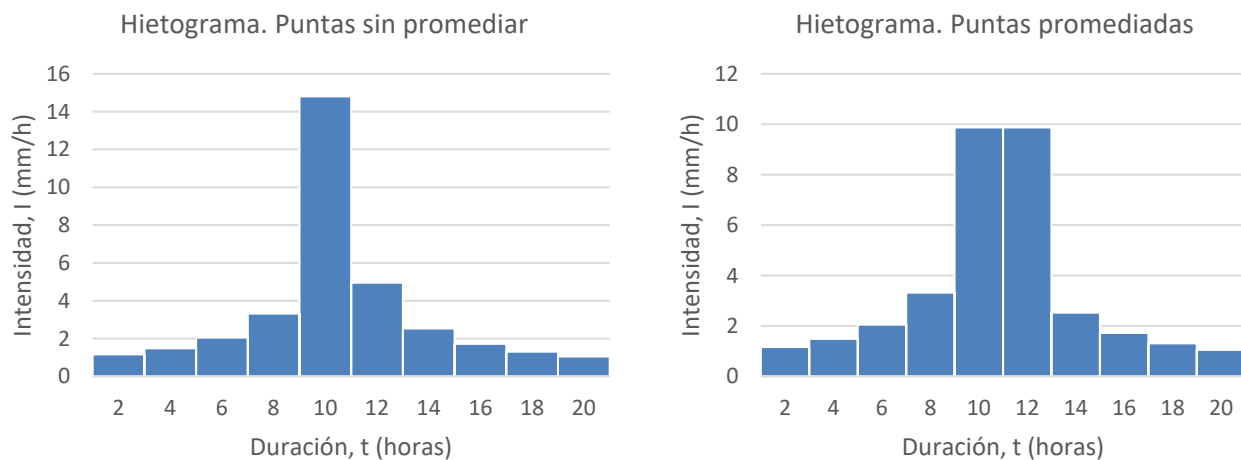


Figura 2.3.- Ejemplo de hietograma de diseño calculado por el método de bloques alternos. En la izquierda, sin promediar las puntas, en la derecha, promediando los dos primeros bloques.



2.2.5. Modelo hidrológico HEC-HMS

El Sistema de Modelado Hidrológico (HEC-HMS) está diseñado para simular los procesos de transformación lluvia-escorrentía de cuencas de drenaje dendríticas. Está diseñado para ser de aplicación en un amplio abanico de áreas geográficas para resolver la mayor gama posible de problemas. Los hidrogramas producidos por el programa son utilizados directamente o junto con otros programas para estudios de disponibilidad del agua y drenaje urbano, entre otros.

El programa es un sistema de modelado generalizado capaz de representar muchas cuencas hidrográficas diferentes. Se construye un modelo de la cuenca hidrográfica separando el ciclo del agua en piezas manejables y construyendo límites alrededor de la cuenca hidrográfica de interés. Cualquier flujo de masa o energía en el ciclo puede representarse con un modelo matemático. En la mayoría de los casos, varias opciones de modelado están disponibles para representar cada flujo. Cada modelo matemático incluido en el programa es adecuado en diferentes entornos y bajo diferentes condiciones. Hacer la elección correcta requiere el conocimiento de la cuenca, los objetivos del estudio hidrológico y el criterio ingenieril.

La transformación de la lluvia en escorrentía se realiza a través del siguiente sistema de trabajo, sintetizado por el Manual de usuario del programa (US Army Corps of Engineers, 2015) en la figura 2.4:

- 1) Obtención de la lluvia neta
- 2) Transformación lluvia-escorrentía
- 3) Suma de la escorrentía base
- 4) Tránsito del hidrograma

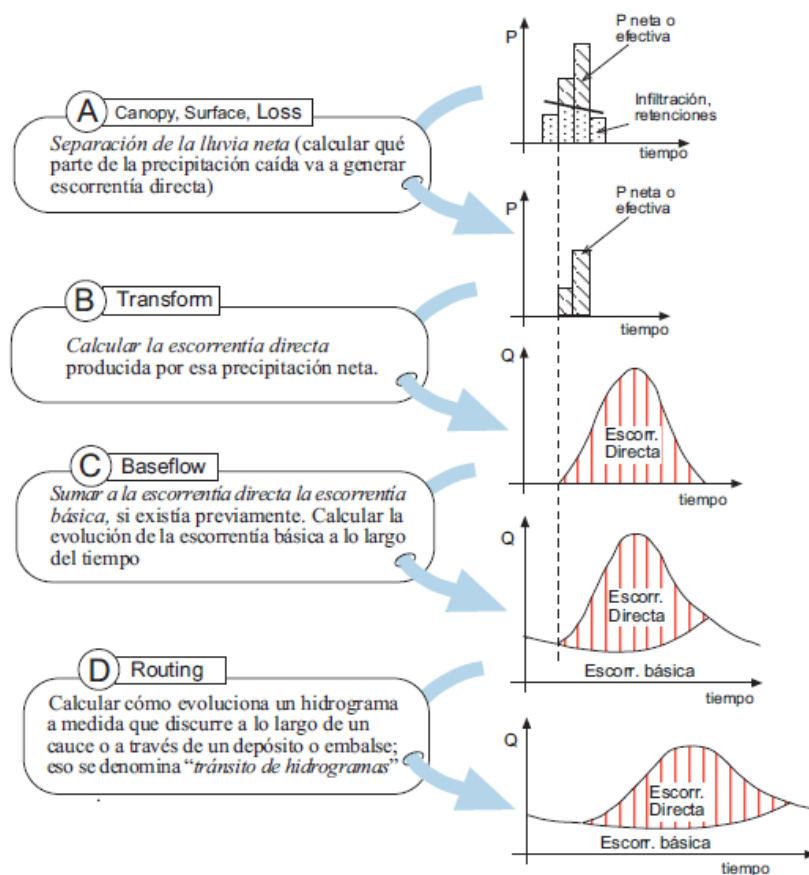


Figura 2.4.-Esquema de las fases de trabajo del programa HEC-HMS (en inglés el nombre asignado por el programa a cada fase) (US Army Corps of Engineers, 2015)

2.2.5.1. Obtención de la lluvia neta

En una cuenca de tipo natural no toda el agua de lluvia genera escorrentía, sólo una pequeña fracción. Hay distintas fuentes de retención del agua, que hacen que el agua que finalmente drena a los ríos de modo directo sea un pequeño porcentaje de la precipitación realmente caída. Entre estas fuentes de retención o "pérdida" cabe destacar las siguientes:

- Evapotranspiración
- Interceptación por la vegetación
- Detracción inicial en la superficie
- Infiltración

En una cuenca urbana, sin embargo, algunas de estas pérdidas no son relevantes. No hay un nivel de vegetación que justifique una tasa de evapotranspiración apreciable, y de darse, se produce de un modo prolongado en el tiempo.

El análisis objeto de este proyecto técnico es la transformación de la lluvia en escorrentía, proceso que en una cuenca no tarda más allá de una o dos horas, como mucho. La evapotranspiración que puede darse durante esa hora en que, además, se espera un cielo nublado, es prácticamente despreciable. La interceptación que se produce en las copas de los árboles es un proceso que, de nuevo, es



fundamental al evaluar la hidrología en una zona de vegetación frondosa, pero en una cuenca mayoritariamente urbana no es relevante. Así, no se tendrán en cuenta en este proyecto técnico la evapotranspiración ni la interceptación.

En cuanto a la detracción inicial y la infiltración, de entre la gran abundancia de métodos se destaca el método de número de curva (CN) por ser uno de los más referenciados. En la Tabla 2.1, se incluye una relación de los diferentes métodos que pueden ser seleccionados en el programa HEC-HMS de entre los cuales se ha elegido el *SCS curve number*.

Tabla 2.1.- Métodos de obtención de la lluvia neta que proporciona le programa HEC-HMS

Tipo de cálculo	Método
Canopy	Simple Canopy
	Gridded Simple Canopy
Surface	Simple Surface
	Gridded Simple Surface
Runoff-volume	Deficit and constan rate
	Exponential
	Green and Ampt
	Gridded DC
	Gridded SCS CN
	Gridded Green and Ampt
	Gridded SMA
	Initial and constant rate
	SCS curve number (CN)
	Smith Parlange
Soil moisture accounting (SMA)	

Este método fue inicialmente pensado para cuencas rurales, pero también es usado en zonas urbanas. Se basa en la aplicación de la ecuación de continuidad, expresada en la siguiente ecuación:

$$P_e = P - I_a - S' \quad (19)$$

Donde P_e es el volumen de escorrentía, P es el volumen de precipitación, I_a es la detracción inicial y S' es la infiltración acumulada. Esta ecuación se evalúa desde un instante inicial hasta un tiempo (t), con lo que se pone de manifiesto la evolución de P_e , P y S' con el tiempo.

Para dejar constancia de que la capacidad de infiltración no es constante, el método propone la siguiente expresión:

$$\frac{S'}{S} = \frac{P_e}{P - I_a} \quad (20)$$

Donde S es la capacidad máxima de infiltración.

Obsérvese que si S' tiende a S , el volumen de escorrentía (precipitación efectiva) P_e tiende a $P - I_a$, mientras que si la infiltración todavía tiene margen de crecimiento ($S' \ll S$), la escorrentía es débil.



Se puede eliminar el valor de S' combinando las dos ecuaciones y llegar a la ecuación:

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (21)$$

El valor de S se determina a partir del tipo de suelo, definido con el número de curva. La relación entre ambos parámetros es la expresada en la ecuación 22.

$$S(mm) = 254 * \left(\frac{100}{CN} - 1 \right) \quad (22)$$

El valor del número de curva (CN) depende del tipo de suelo. Se reconocen en el método cuatro tipos (para terreno natural):

- Grupo A: Arenas profundas, limos arenosos.
- Grupo B: Suelos permeables poco profundos, marga arenosa.
- Grupo C: Marga arcillosa, suelos relativamente impermeables.
- Grupo D: Arcillas

El valor del número de curva (CN) depende adicionalmente del grado de humedad antecedente del suelo (se considera el hecho de que llueva "sobre mojado"). Se reconocen tres condiciones de humedad. La intermedia (tipo II) es la nominal en las tablas. Para suelos secos (tipo I) y muy húmedos (tipo III), se proponen correcciones expresadas en las ecuaciones 23 y 24.

$$CN(I) = \frac{4.2 * CN(II)}{10 - 0.058 * CN(II)} \quad (23)$$

$$CN(III) = \frac{23 * CN(II)}{10 + 0.13 * CN(II)} \quad (24)$$

El valor de I_a , en ausencia de otra información, se puede considerar como $I_a = 0.2 * S$. De este modo, con un solo parámetro (CN) se determinan la detracción inicial y la infiltración.

Este método, simple en su utilización, es cuestionable en zona urbana. En concreto la expresión $I_a = 0.2 * S$ no parece tener fundamento en zonas impermeables, en que la infiltración es nula y sin embargo sí hay detracción inicial. En zonas muy impermeables se acepta sin problemas $S = 0$, y se reconoce la detracción inicial como única fuente de pérdidas.

Con el método del SCS podemos calcular el volumen de pérdidas, S' que debe restarse a la lluvia bruta ($P - I_a$) para obtener la lluvia neta P_e como resultado de unas condiciones de suelo determinadas. Además, podemos obtener la distribución temporal de las pérdidas de la forma expresada en la ecuación 25.

$$S' = \frac{S * (P - I_a)}{P - I_a + S} \quad (25)$$



2.2.5.2. Transformación lluvia-escorrentía

Una vez definida la lluvia neta como la diferencia entre la precipitación registrada y las pérdidas, debe plantearse el proceso mediante el cual la lluvia se concentra y genera escorrentía en las superficies. El método de análisis depende básicamente de qué resultados se espera conseguir. Es importante saber si se desea un caudal máximo (Q_{max}) o una distribución de caudales en el tiempo (hidrograma).

Hay métodos de cálculo de la transformación de lluvia en escorrentía que solo buscan el caudal máximo. Un claro exponente de estos métodos es el conocido como “método racional”. En otros casos, lo que se persigue es la determinación del hidrograma. Destacan, en esta línea, dos familias de métodos: los basados en la determinación de una función de transferencia que transforma lluvia en caudal y que se conoce como “hidrograma unitario”, y aquellos basados en la aplicación de las ecuaciones del flujo en lámina libre, conocidos como “métodos hidráulicos”.

En la Tabla 2.2 se muestran los métodos de cálculo aplicables en el programa. En este estudio, en el que se busca la determinación del hidrograma, se ha optado por la elección del método más generalizado, el del Hidrograma Unitario del SCS.

Tabla 2.2.- Métodos de transformación de lluvia en escorrentía superficial disponibles en el programa HEC-HMS

Tipio de cálculo	Método
Direct-runoff	Clark's UH
	Kinematic wave
	ModClark
	SCS UH
	Snyder's UH
	User-specified s-graph
	User-specified unit hydrograph (UH)

El método del hidrograma unitario tiene en cuenta, además del área y la intensidad de la lluvia (como lo hace el método racional), la forma, pendiente y características fisiográficas de la cuenca de estudio, aunque lo hace de forma implícita.

El concepto de hidrograma unitario es simple: es una caja negra -función de transferencia- que permite pasar de una unidad de lluvia neta de intensidad constante a lo largo de su duración efectiva y distribuida uniformemente sobre el área de drenaje a su correspondiente escorrentía.

Este método se basa en dos hipótesis:

1. La respuesta de la cuenca ante el proceso de escorrentía sigue un comportamiento lineal.
2. No se tiene en cuenta la variabilidad temporal de las características de la cuenca durante el suceso de lluvia, de manera que una misma lluvia efectiva produce siempre el mismo hidrograma de escorrentía directa.

Las condiciones que deben cumplirse en función de esta hipótesis son:

- La lluvia efectiva tiene una intensidad constante dentro de la duración efectiva (exige tormentas de corta duración).
- La lluvia efectiva está uniformemente distribuida a través de toda el área de drenaje (el área de drenaje no debe ser muy grande $A < 400 \text{ km}^2$).
- El tiempo base del hidrograma de escorrentía directa resultante de una lluvia efectiva de duración dada es constante (independientemente de la intensidad de las mismas). Esta suposición se puede considerar válida cuando la duración de la lluvia efectiva es menor que la quinta parte del tiempo de concentración de la cuenca.
- El hidrograma unitario de una duración determinada es único para una cuenca e invariable en el tiempo.

Asumiendo todo lo anterior, esta función cumple una serie de propiedades, entre las cuales las más destacables son la linealidad en la respuesta y la superposición aditiva. En efecto, se acepta que una lluvia de valor doble a la unitaria generará un hidrograma cuyos valores serán dobles y el efecto conjunto de "n" unidades de lluvia se obtendrá sumando sus "n" hidrogramas unitarios considerando su desplazamiento temporal.

El hidrograma unitario adimensional de SCS tiene una forma predefinida como respuesta a una lluvia unitaria (figura 2.5). Esta forma, en lo que respecta a su concavidad, es invariable, y solo su amplitud o desarrollo temporal puede ser variado mediante un parámetro, t_{lag} (t_p) que representa el tiempo que transcurre entre que se desarrolla la mitad de la lluvia (centroide de precipitación) y se produce el pico del hidrograma.

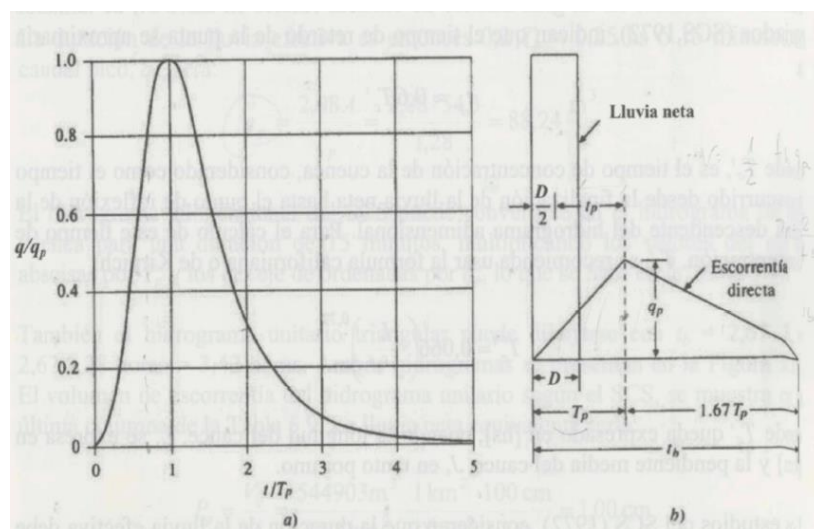


Figura 2.5.- Hidrograma adimensional del SCS (a) e hidrograma unitario triangular del SCS (b) (SCS (Soil Conservation Service), 1972)



El hidrograma sintético del SCS es un hidrograma en el cual se expresan los caudales en función del caudal pico q_p , y los tiempos en función del tiempo al pico T_p .

Tomando como base el estudio de una gran cantidad de hidrogramas unitarios, el SCS sugiere que el tiempo de recesión puede aproximarse a $1.67T_p$. Además, se demuestra que:

$$q_p = \frac{2.08 * A}{T_p} \quad (26)$$

En donde q_p es el caudal pico (m^3/s), A es el área de drenaje en km^2 y T_p es el tiempo al pico (h).

El tiempo al pico T_p será el indicado en la ecuación 27.

$$T_p = \frac{D}{2 + t_p} \quad (27)$$

Donde D es la duración de la lluvia efectiva y t_p (t_{lag}) es igual al tiempo transcurrido entre el centro de gravedad de la lluvia efectiva y el centro de gravedad del hidrograma de escorrentía directa. El SCS estima que el tiempo de retardo de la punta (t_p) se puede estimar como $0.6 * T_c$ siendo T_c el tiempo de concentración de la cuenca calculado de la siguiente forma:

$$T_c = 0.066 * \left(\frac{L}{J^{0.5}} \right)^{0.77} \quad (28)$$

Siendo L la longitud del cauce en km y J la pendiente medida del cauce en tanto por uno.

Los estudios del SCS consideran que la duración de la lluvia efectiva (D) debe ser igual a $0.2T_p$ y en todo caso, nunca debe elegirse mayor que $0.25T_p$.

El hidrograma unitario del SCS es pues de muy sencillo uso, ya que sólo necesita la correcta evaluación del tiempo de concentración, pero tiene como limitación que su forma no puede ser modificada. En ausencia de datos de contraste, es una primera opción razonable. Si se cuenta con datos que permiten afinar, es mejor usar otros modelos algo más complejos.

2.2.5.3. Sumar la escorrentía base

Cabe la posibilidad de que existan acuíferos subterráneos por los que pueda salir un cierto flujo que llegará a alimentar el caudal base del río. Así, en esta fase se procede al cálculo de la evolución de la escorrentía básica a lo largo del tiempo. En la aplicación de este proyecto técnico, dadas las características de la zona de estudio, no se tendrá en cuenta la relación entre la escorrentía base y los acuíferos subterráneos.



2.2.5.4. Tránsito del hidrograma

Se denomina tránsito del hidrograma al proceso a través del cual se puede determinar el hidrograma de caudal en un punto de un curso de agua utilizando hidrogramas conocidos en uno o más puntos aguas arriba. Dicho procedimiento puede aplicarse a sistemas agregados o distribuidos. Cuando se aplica a sistemas agregados, el flujo se calcula como una función del tiempo en un lugar particular (Propagación Hidrológica). Cuando se aplica a sistemas distribuidos, el flujo se calcula como una función del espacio y del tiempo a través del sistema (Propagación Hidráulica).

- Propagación Hidrológica

En un sistema hidrológico la entrada $I(t)$, la salida $Q(t)$ y el almacenamiento, se relacionan por la ecuación de la continuidad reflejada en la siguiente ecuación:

$$I(t) - Q(t) = \frac{dS(t)}{dt} \quad (31)$$

Conociendo $I(t)$, no podemos obtener $Q(t)$ si no se conoce una segunda relación llamada “función de almacenamiento”, que en general es:

$$S = f \left[I, \frac{dI}{dt}, \frac{d^2I}{dt^2}, \dots, Q, \frac{dQ}{dt}, \frac{d^2Q}{dt^2}, \dots \right] \quad (32)$$

Estas dos ecuaciones nos brindan una combinación de dos ecuaciones con dos incógnitas que se pueden resolver, por ejemplo, por diferencias finitas.

En función de cómo se considere la función de almacenamiento, existen varios métodos para la resolución del problema:

- Método de Puls modificado: el almacenamiento es función no lineal de Q : $S=f(Q)$
- Método de Muskingum: el almacenamiento es función lineal de I y Q : $S=f(I,Q)$
- Modelos de depósitos o embalses lineales: el almacenamiento es función lineal de Q :
 $S=KQ$

La relación que existe entre el almacenamiento, S y el caudal de salida Q , es invariable cuando se tiene un embalse con superficie de agua horizontal. En este caso, S es función únicamente de la altura de la lámina de agua en el embalse y Q es función de la altura de agua sobre la estructura de control. Combinando ambas relaciones se llega a una relación única $S=f(Q)$.

La relación entre S y Q suele ser variable cuando se trata de embalses largos y angostos y de canales o cauces de ríos, ya que la superficie del agua suele tener una pendiente debido a los efectos de remanso. En este caso, S dependerá del nivel variable a lo largo del sistema y ya no existe una función única entre la altura de la lámina de agua y Q , lo que finalmente conduce a una relación variable entre S y Q .

El efecto del almacenamiento sobre el hidrograma de salida es, por un lado, el de modificar la forma del hidrograma, retrasando el tiempo pico, aumentando el tiempo base y disminuyendo



el caudal punta y, por otro lado, el de retrasar el comienzo del hidrograma especialmente si se trata de cauces muy largos, donde la onda de la avenida debe viajar una distancia considerable.

De esta manera, el tiempo de movimiento de la avenida puede considerarse compuesto por un tiempo de redistribución, provocado por el cambio en la forma del hidrograma, más un tiempo de traslación, provocado por el viaje de la onda de avenida a lo largo del cauce.

- Propagación Hidráulica

La propagación de un hidrograma a lo largo de un cauce natural se puede considerar como un movimiento unidimensional no permanente. Su descripción matemática son las ecuaciones de Saint Venant que carecen de solución analítica y debe recurrirse a métodos numéricos para resolverlas. Se recuerdan a continuación las ecuaciones de continuidad (33) y la ecuación de la cantidad de movimiento (34).

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = 0 \quad (33)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial x} + g \frac{\partial y}{\partial x} + g(I - i) = 0 \quad (34)$$

Donde $\frac{\partial v}{\partial t}$ es el término que representa la aceleración local, $v \frac{\partial v}{\partial x}$ es el término que representa la aceleración convectiva, $g \frac{\partial y}{\partial x}$ es el término que representa la fuerza de presión y $g(I - i)$ es el término que representa las fuerzas de gravedad (I) y las de fricción (i).

La clasificación de los modelos de propagación hidráulica se realiza en función del número de términos de la ecuación de la cantidad de movimiento que se utiliza para el cálculo:

- El modelo de onda cinemática desprecia los términos de aceleración y el de presión.
- El modelo de onda difusiva desprecia los términos de aceleración
- El modelo de onda dinámica considera todos los términos de la ecuación

Los métodos que nos permite utilizar el programa HEC-HMS son los que se especifican en la Tabla 2.3. Se adelanta ya que el método elegido será el de onda cinemática, pero este será detallado más adelante.

Tabla 2.3.- Métodos proporcionados por el programa HEC-HMS para el cálculo del tránsito del hidrograma

Tipo de cálculo	Método
Routing	Kinematic wave
	Lag
	Modified Puls
	Muskingum
	Muskingum-Cunge
	Straddle Stagger



2.3. Cambio climático

El estudio del clima es un campo de investigación complejo y en rápida evolución, debido a la gran cantidad de factores que intervienen. El clima de la Tierra nunca ha sido estático. Como consecuencia de alteraciones en el balance energético, está sometido a variaciones en todas las escalas temporales, desde decenios a miles de millones de años. Entre las variaciones climáticas más destacables que se han producido a lo largo de la historia de la Tierra, figura el ciclo de unos 100.000 años, de períodos glaciares seguido de períodos interglaciares, debido a cambios en la actividad volcánica, la actividad solar y los ciclos orbitales.

Sin embargo, el calentamiento del sistema climático en las últimas décadas es cada vez menos discutible. Desde 1950 se han observado cambios en el sistema climático no equiparables con las observaciones anteriores, tanto si se comparan con registros históricos observacionales, que datan de mediados del siglo XIX, como si se comparan con registros paleoclimáticos referidos a los últimos milenios:

- La atmósfera y los océanos se han calentado.
- La cantidad y extensión de las masas de hielo y nieve han disminuido.
- El nivel del mar ha subido.
- Las concentraciones de gases de efecto invernadero han aumentado.

En definitiva, el clima está cambiando de forma global. Tal y como ha concluido el *Fifth Assessment Report* del *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2014), esta variación global del clima se debe a causas naturales y muy probablemente también a la acción del hombre, produciéndose además a muy diversas escalas de tiempo y sobre todos los parámetros climáticos: temperatura, precipitaciones, nubosidad, etc.

2.3.1. Efecto invernadero

El término “efecto de invernadero” se refiere a la retención del calor del Sol en la atmósfera de la Tierra por parte de una capa de gases en la atmósfera. Sin ellos la vida tal como la conocemos no sería posible, ya que el planeta sería demasiado frío. Entre estos gases se encuentran el dióxido de carbono, el óxido nitroso y el metano, que son liberados por la industria, la agricultura y la combustión de combustibles fósiles.

Las emisiones antropógenas de gases de efecto invernadero han aumentado desde la era preindustrial, en gran medida como resultado del crecimiento económico y demográfico, y actualmente son mayores que nunca. Como consecuencia, se han alcanzado unas concentraciones atmosféricas de dióxido de carbono, metano y óxido nitroso sin parangón en por lo menos los últimos 800.000 años. Los efectos de las emisiones, así como de otros factores antropógenos, se han detectado en todo el sistema climático y es sumamente probable que haya sido la causa dominante del calentamiento observado a partir de la segunda mitad del siglo XX.



En definitiva, el mundo industrializado ha conseguido que la concentración de estos gases haya aumentado un 30% desde el siglo pasado, cuando, sin la actuación humana, la naturaleza se encargaba de equilibrar las emisiones. En la figura 2.6 se puede observar el aumento de estos gases en el último siglo y en la figura 2.7 se pueden observar las variaciones de CO₂ en los últimos 800.000 años.

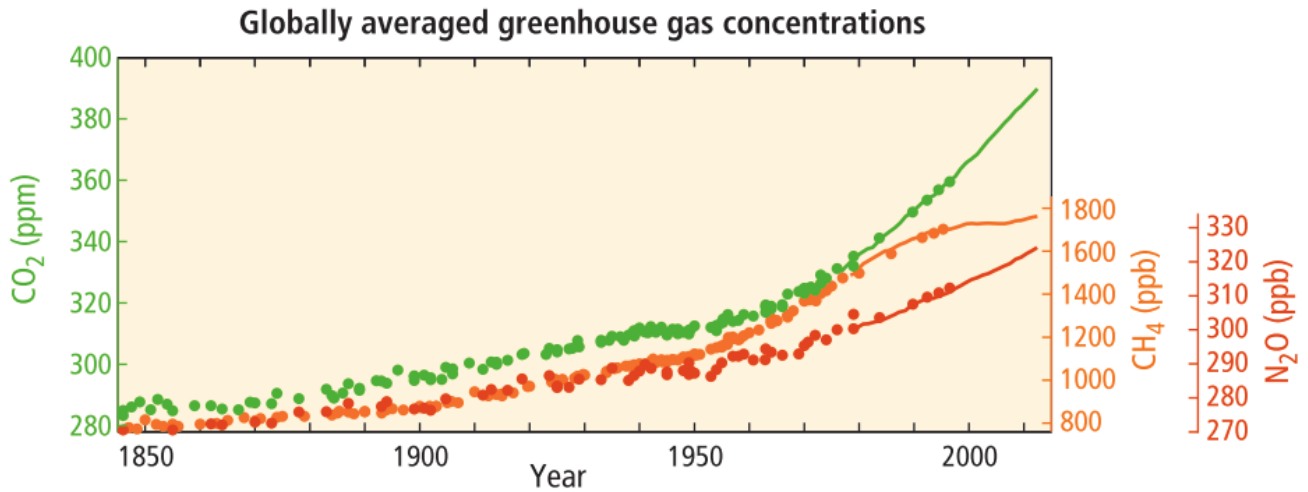


Figura 2.6.- Concentración atmosférica de gases de efecto invernadero: dióxido de carbono (CO₂, verde), metano (CH₄, naranja) y óxido nítrico (N₂O, rojo) (IPCC, 2014)

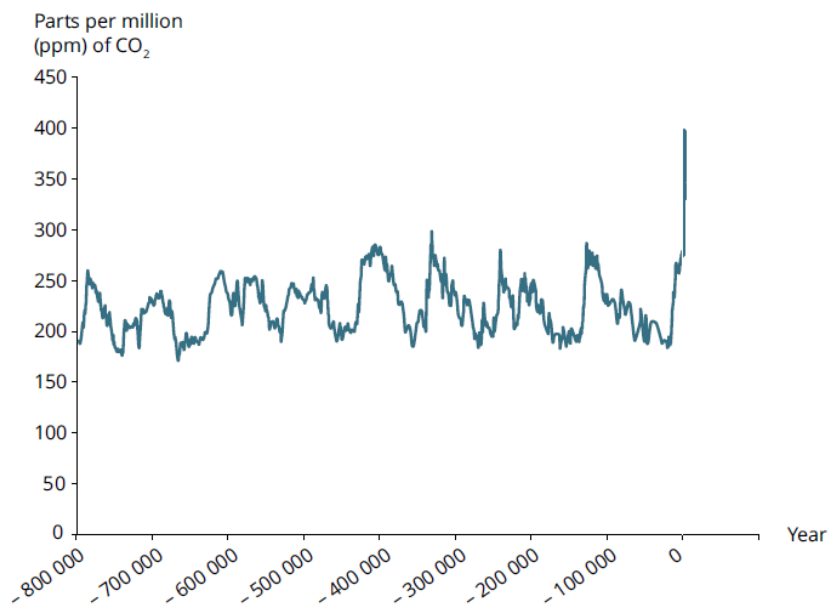


Figura 2.7.- Concentración de CO₂ en la atmósfera en los últimos 800.000 años (EEA, 2017)

Innegablemente existe la necesidad de reducir esta emisión de gases de efecto invernadero con el objetivo de minorar los impactos del cambio climático. Sin embargo, incluso reduciendo de forma substancial las emisiones, estudios como el realizado por la Agencia Ambiental Europea (EEA) avalan que estos cambios continuarán y afectarán a todo el planeta (EEA, 2017).



El cambio climático conlleva una variedad de cambios e impactos en nuestra salud, ecosistemas y economía, a menudo en interacción con otros factores como los cambios de uso del suelo. Estos cambios serán cada vez más severos en las próximas décadas y si no se corrigen, conllevarán un elevado coste en materia de salud, ecosistemas e infraestructuras, siendo muchos de estos impactos irreversibles.

2.3.2. Impactos del cambio climático presentes y futuros

En muchas regiones, las cambiantes precipitaciones o el derretimiento de nieve y hielo están alterando los sistemas hidrológicos, lo que afecta a los recursos hídricos en términos de cantidad y calidad. Muchas especies terrestres, dulceacuícolas y marinas han modificado sus áreas de distribución geográfica, actividades estacionales, pautas migratorias, abundancias e interacciones con otras especies. Estos y muchos otros impactos en los sistemas humanos son en su mayoría atribuidos total o parcialmente al cambio climático (IPCC, 2014).

La emisión continua de gases de efecto invernadero causará un mayor calentamiento y cambios duraderos en todos los componentes del sistema climático, lo que hará que aumente la probabilidad de impactos graves, generalizados e irreversibles para las personas y los ecosistemas. Para contener el cambio climático sería necesario reducir de forma sustancial y sostenida las emisiones de gases de efecto invernadero, lo cual, junto con la adaptación, puede limitar los riesgos del cambio climático.

En todos los escenarios de emisiones evaluados, las proyecciones señalan que la temperatura en superficie continuará aumentando a lo largo del siglo XXI. Es muy probable que las olas de calor ocurran con mayor frecuencia y duren más, y que los episodios de precipitación extrema sean más intensos y frecuentes en muchas regiones. El océano se seguirá calentando y acidificando, y el nivel medio global del mar continuará elevándose.

2.3.2.1. Precipitación media

La precipitación anual desde 1960 muestra una tendencia creciente de hasta 70 mm por década en el norte de Europa, y una tendencia decreciente de hasta 90 mm por década en algunas partes del sur de Europa. En las latitudes medias no han sido observados cambios significativos en la precipitación anual. Las precipitaciones medias correspondientes a la época estival han descendido significativamente hasta 20 mm por década en la mayor parte del sur de Europa, mientras que ha aumentado de forma significativa hasta 18 mm por década en algunas partes del norte del continente (EEA, 2017).

Los cambios proyectados son sustancialmente variados en cuanto a regiones y estaciones. La precipitación anual se proyecta que aumentará de forma general en el norte de Europa y decrecerá en el sur. Además, las proyecciones de decrecimiento en el sur de Europa se deben fundamentalmente a una reducción de las precipitaciones en verano.



2.3.2.2. Precipitaciones extremas

Los cambios en la frecuencia y magnitud de los eventos de precipitación extremos pueden tener impactos considerables en la sociedad, incluidos la agricultura, la industria y los servicios de los ecosistemas. Pero riesgos planteados por el peligro de fuertes precipitaciones también están influenciados por factores no climáticos, como la densidad de la población, el desarrollo de la llanura de inundación y los cambios en el uso de la tierra. Por lo tanto, las estimaciones de cambios futuros en tales riesgos deben considerar cambios en factores climáticos y no climáticos.

Los estudios generalmente coinciden en que las precipitaciones extremas se han vuelto más intensas en el norte y el noroeste de Europa desde la década de 1950, aunque no todos los cambios son estadísticamente significativos. Diferentes estudios e índices muestran tendencias divergentes para el sudoeste y el sur de Europa. Los registros de precipitación media diaria a menudo son insuficientes para estudiar las tendencias y los cambios en las precipitaciones extremas. Sin embargo, un reciente estudio concluye que los eventos de fuertes precipitaciones han aumentado de forma general en Europa, incluso en regiones con disminución de la precipitación media, pero existe una gran variabilidad entre regiones, estaciones y duraciones de eventos (Westra et al., 2014).

En cuanto a las proyecciones futuras, se prevé que las fuertes precipitaciones aumenten en la estación invernal en la mayor parte de Europa, con aumentos de hasta el 30% en el noroeste de Europa. En cuanto a la época estival, también se proyecta un aumento en la mayor parte de Europa, pero se esperan disminuciones en algunas regiones del sur y sudoeste de Europa (EEA, 2017).

2.3.2.3. Inundaciones

Al menos 1500 inundaciones han sido notificadas en Europa desde 1980 (figura 2.8), de las cuales más de la mitad han ocurrido desde el año 2000 (IPCC, 2014).

El número de inundaciones de “muy alta” severidad¹ ha aumentado durante el periodo de 1980 a 2010, pero con una larga variación interanual. Este aumento ha sido atribuido a un mejor informe de las inundaciones, los cambios en el uso del suelo y el aumento de las precipitaciones, pero no es posible cuantificar la importancia de estos factores.

¹ Se consideran fenómenos de inundación de “muy alta” severidad a aquellos que cumplen alguno de los siguientes requisitos:

- Si cuenta con un periodo de retorno de al menos 100 años
- Si el grado de daño total ha sido evaluado como “alto” o “muy alto”
- Si la clase de severidad en la escala de datos del *Dartmouth Flood Observatory* es igual a 1.5 o 2
- Si ha provocado víctimas mortales
- Si ha implicado más de nueve eventos de inundación individuales

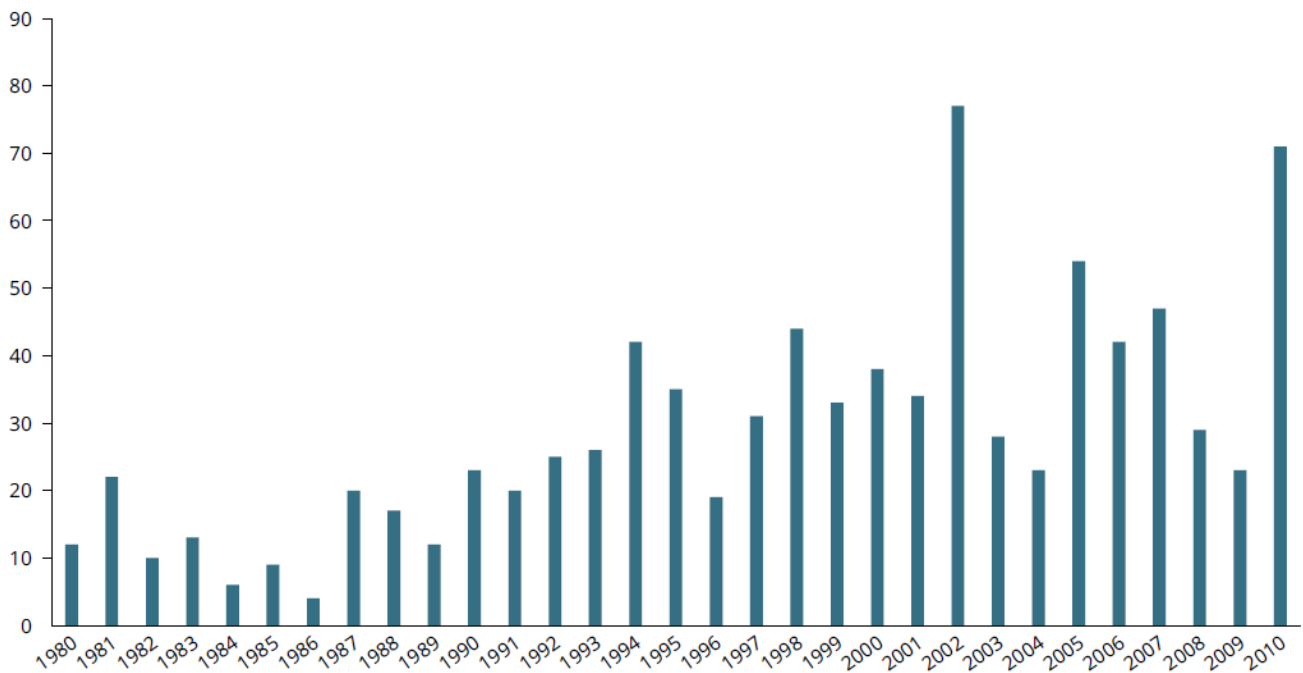


Figura 2.8.- Número de fenómenos de inundación de "muy alta" severidad desde 1980 hasta 2010 (IPCC, 2014)

Se espera que el cambio climático intensifique el ciclo hidrológico y aumente la ocurrencia y frecuencia de inundaciones en gran parte de Europa.

Las inundaciones fluviales y las inundaciones repentinas, las cuales son producidas por eventos de intensa precipitación local, serán más frecuentes en toda Europa. Sin embargo, cuantificar las proyecciones de cambios en la frecuencia y magnitud de las inundaciones es altamente incierto.

2.3.3. Escenarios de emisiones

De acuerdo con la EEA (EEA, 2017), la mayor parte de las proyecciones climáticas realizadas hasta el año 2010, se han calculado a partir de los escenarios de emisiones y publicados por el IPCC en el 2000 en el *Special Report Emissions Scenarios* (SRES) (Nakicenovic et al., 2000). A partir del año 2010 se estableció una nueva generación con el objetivo de mejorar la calidad de las investigaciones y evaluaciones del cambio climático. Estos nuevos escenarios se denominaron Sendas Representativas de Concentración o RCPs (*Representative Concentration Pathways*) y proporcionan un consistente conjunto de trayectorias de la futura composición de la atmósfera y cambios en el tipo de suelo hasta el año 2100.

Siguiendo la división heredada por los escenarios SRES, se ordenaron los RCPs en cuatro conjuntos de acuerdo con su forzamiento radiativo total para el año 2100, que varía desde 2.6 a 8.5 Wm⁻² (denominándose RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 y RCP8.5).

Las principales características de los diferentes grupos de RCPs se indican a continuación y se sintetizan en la Tabla 2.4:



- RCP8.5: Corresponde al conjunto de escenarios con emisiones máximas en el cual el forzamiento radiativo alcanza los 8.5 vatios por metro cuadrado (W/m^2) en 2100 y continúa creciendo en adelante.
- RCP6.0: Se trata de un conjunto de escenarios estables en el cual se alcanzan los 6.0 W/m^2 de forzamiento radiativo poco después del año 2100, sin rebasar este valor, a través de la aplicación de tecnologías y estrategias para la reducción de los gases de efecto invernadero.
- RCP4.5: De nuevo hablamos de un conjunto de escenarios estables en el que se alcanzan aproximadamente los 4.5 W/m^2 de forzamiento radiativo.
- RCP2.6: Es un conjunto de escenarios de “pico y declive” que lleva a un bajo nivel de concentración de gases de efecto invernadero. Su forzamiento radiativo alcanza un valor de 3 W/m^2 a mitad de siglo, pero se va reduciendo hasta alcanzar los 2.6 W/m^2 en 2100. Con el fin de reducir el valor del forzamiento radiativo, las emisiones de gases de efecto invernadero serán reducidas substancialmente alcanzándose un valor neto negativo de emisiones de dióxido de carbono a finales del siglo XXI.

Tabla 2.4.- Características de las Sendas Representativas de Concentración

	Forzamiento	Tendencia del forzamiento	CO ₂ en 2100
RCP2.6	2.6 W/m^2	Decreciente en 2100	421 ppm
RCP4.5	4.5 W/m^2	Estable en 2100	538 ppm
RCP6.0	6.0 W/m^2	Estable en 2100	670 ppm
RCP8.5	8.5 W/m^2	Creciente en 2100	936 ppm

En las figuras 2.9 y 2.10 se pueden observar los cambios de temperatura media global y la elevación del nivel medio global del mar esperado para los escenarios RCP2.6 y RCP8.5.

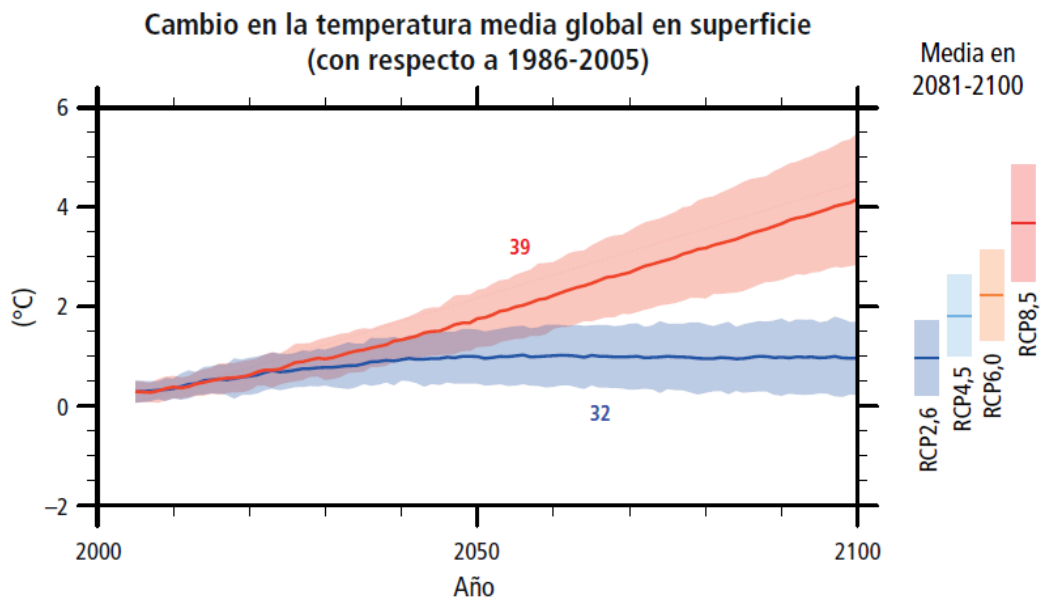


Figura 2.9.- Cambio en la temperatura media global en superficie de 2006 a 2100 por simulaciones multimodelos. Todos los cambios son en relación con 1986-2005. Las series temporales de las proyecciones y la medición de la incertidumbre se muestran en relación con los escenarios RCP2.6 (azul) y RCP8.5 (rojo) (Change, 2000)(IPCC, 2014)

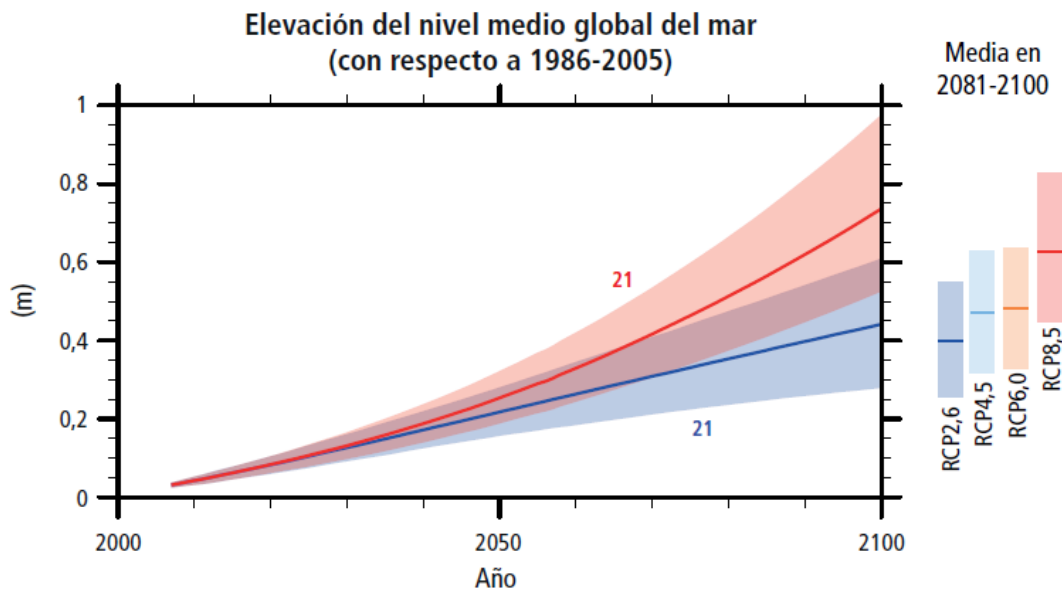


Figura 2.10.- Cambio en el nivel medio global del mar de 2006 a 2100 por simulaciones multimodelos. Todos los cambios son en relación con 1986-2005. Las series temporales de las proyecciones y la medición de la incertidumbre se muestran en relación con los escenarios RCP2.6 (azul) y RCP8.5 (rojo) (IPCC, 2014)

2.3.4. Métodos de *downscaling*

Las herramientas más potentes desarrolladas para la generación de las proyecciones futuras del clima son los Modelos Climáticos Globales o GCM (*Global Climate Models*). A día de hoy, estos GCMs trabajan a resoluciones espaciales de unos 200 km con lo que una resolución tan grande como esta provoca que la información suministrada sobre el clima sea inadecuada si vamos a usar ésta como



variable de entrada para un modelo de impacto. Así, y para poder resolver este desajuste, en las últimas décadas se ha realizado un esfuerzo considerable en el desarrollo de las variables de baja resolución, es decir, “proyectar de forma precisa la información disponible a gran escala sobre la escala regional” (Fliclima, 1995). Estas estrategias son los denominados métodos de *downscaling*.

Existen dos grandes familias distintas para realizar el *downscaling*: *downscaling* dinámico y *downscaling* estadístico. En el primero, los campos de alta resolución se obtienen anidando un modelo climático regional dentro del propio GCM o utilizando un GCM de resolución variable. En el segundo, los predictandos de alta resolución (las variables de superficie) se obtienen aplicando relaciones previamente identificadas en el clima observado entre estos predictandos y campos predictores de gran escala a las salidas de los GCMs.

Ambos métodos tienen sus ventajas y sus desventajas, y ambos requieren algunas suposiciones iniciales que no pueden ser verificadas en un contexto de cambio climático (Giorgi & Francisco, 2001) y, por lo tanto, contribuyen por sí mismos a la cascada de incertidumbre que se manifiesta en las simulaciones finales del clima. Así y todo, se pueden utilizar varios criterios para ayudar a la selección del enfoque más adecuado dependiendo de la aplicación final.

2.3.5. Incertidumbre de los resultados

Todos los estudios relacionados con el cambio climático están sujetos a cierto grado de incertidumbre. La incertidumbre puede deberse a fuentes diversas. Las incertidumbres del pasado y el presente son resultado de las limitaciones de las mediciones disponibles, especialmente para fenómenos poco habituales y la dificultad de evaluar la causalidad en procesos complejos o con múltiples componentes que pueden abarcar sistemas físicos, biológicos y humanos. De cara al futuro, el cambio climático conlleva cambios en la probabilidad de los diversos resultados. Se conocen a fondo muchos procesos y mecanismos, pero otros no. Las complejas interacciones entre múltiples influencias climáticas y no climáticas que cambian con el paso del tiempo dan lugar a incertidumbres constantes.

Además de las incertidumbres generales comentadas, los efectos del cambio climático están sometidos a incertidumbres regionales. Los modelos climáticos globales tienen resoluciones horizontales de varios cientos de kilómetros, y las influencias de la topografía o el contraste mar-tierra en las zonas costeras no están bien tratados todavía. Por ello, existe un mayor grado de incertidumbre sobre el impacto regional que sobre el impacto global.

En definitiva, debido a la incertidumbre existente, nadie puede garantizar de forma exacta cuáles van a ser los efectos del cambio climático dentro de un siglo con total certeza. Sin embargo, el conjunto de la teoría, los datos observacionales y los modelos numéricos de simulación apuntan, con un grado alto de consenso y mediante una serie de interpretaciones muy consistentes con las leyes básicas de la Física, en una misma dirección, la de una Tierra globalmente más caliente.



3. METODOLOGÍA

3.1. Introducción

Con el objetivo de analizar la influencia del cambio climático en los eventos de precipitación de la geografía gallega se ha partido de series históricas de estaciones meteorológicas. Estas series históricas, junto con las series perturbadas de acuerdo con escenarios climáticos futuros, han sido analizadas en dos fases diferenciadas:

- En primer lugar, se ha realizado una estimación del hietograma de diseño representativo de la cuenca a partir de las series de precipitación.
- Posteriormente, se ha realizado la transformación de la lluvia en escorrentía mediante la utilización de métodos hidrológicos a través del programa HEC-HMS.

La estimación del hietograma de diseño se basa en el análisis de las series de precipitación y estimación de las magnitudes de precipitación en relación a un periodo de retorno determinado. En oposición, la conversión de lluvia en escorrentía superficial utiliza modelos de respuesta de captación basados en modelización paramétrica la cual está, o bien calibrada en base a datos observados, o bien estimada a partir de características de captación.

En este apartado de metodología se realizará un breve resumen del procedimiento llevado a cabo para la obtención de los resultados reflejados en el siguiente capítulo.

3.2. Caso de estudio

Como caso de estudio se considera la cuenca del río Con en Vilagarcía de Arousa, Pontevedra. Para el estudio de dicha cuenca se han tomado como datos de partida las series de precipitaciones de 15 estaciones meteorológicas de la red de estaciones de MeteoGalicia próximas al núcleo de Vilagarcía de Arousa. La selección de las estas estaciones se ha llevado a cabo basándose en el objetivo final de conseguir un número representativo espaciado adecuadamente en la cuenca del río Con, pero priorizando entre aquellas estaciones que proporcionan series de mayor longitud y mejor calidad. La citada red cuenta con información real cada 10 minutos acerca de las láminas de precipitación y la distribución espacial y temporal de los eventos de lluvia, información de gran relevancia a la hora de intentar reproducir con mayor afinidad el comportamiento de los caudales. Por esta razón, se ha optado por considerar esta información como dato de entrada en el modelo hidrológico para la obtención de los caudales circulantes en la cuenca del río Con.

De las 15 estaciones con que cuenta la red de MeteoGalicia en el contorno de Vilagarcía de Arousa, en la Tabla número 3.1 se refleja una relación de las estaciones seleccionadas, así como su año de inicio de datos y sus coordenadas UTM.

Tabla 3.1.- Estaciones meteorológicas de partida

Estación	ID	Año inicial	UTM H29 – WGS84	
Corón	10085	2002	42.5801	-8.8047
Tremoedo	19046	2010	42.5399	-8.7844
Torrequeintás	19056	2011	42.5371	-8.7161
Barrantes	19066	2012	42.5048	-8.7680
Pé Redondo	19065	2012	42.5072	-8.7267
A Lanzada	19069	2012	42.4574	-8.8760
Castrove	10067	2001	42.4593	-8.7043
Simes	19068	2012	42.4363	-8.7747
Sálvora	10128	2006	42.4649	-9.0136
Lourizán	10064	2007	42.4092	-8.6642
Corrubedo	10049	2000	42.5552	-9.0286
Óns	10126	2005	42.3821	-8.9362
Xesteiras	10133	2010	42.6756	-8.5862
Muralla	10052	2001	42.7456	-8.7763
Cespón	19012	2011	42.6747	-8.8546

En la figura 3.1 se puede observar la ubicación de las estaciones meteorológicas seleccionadas.

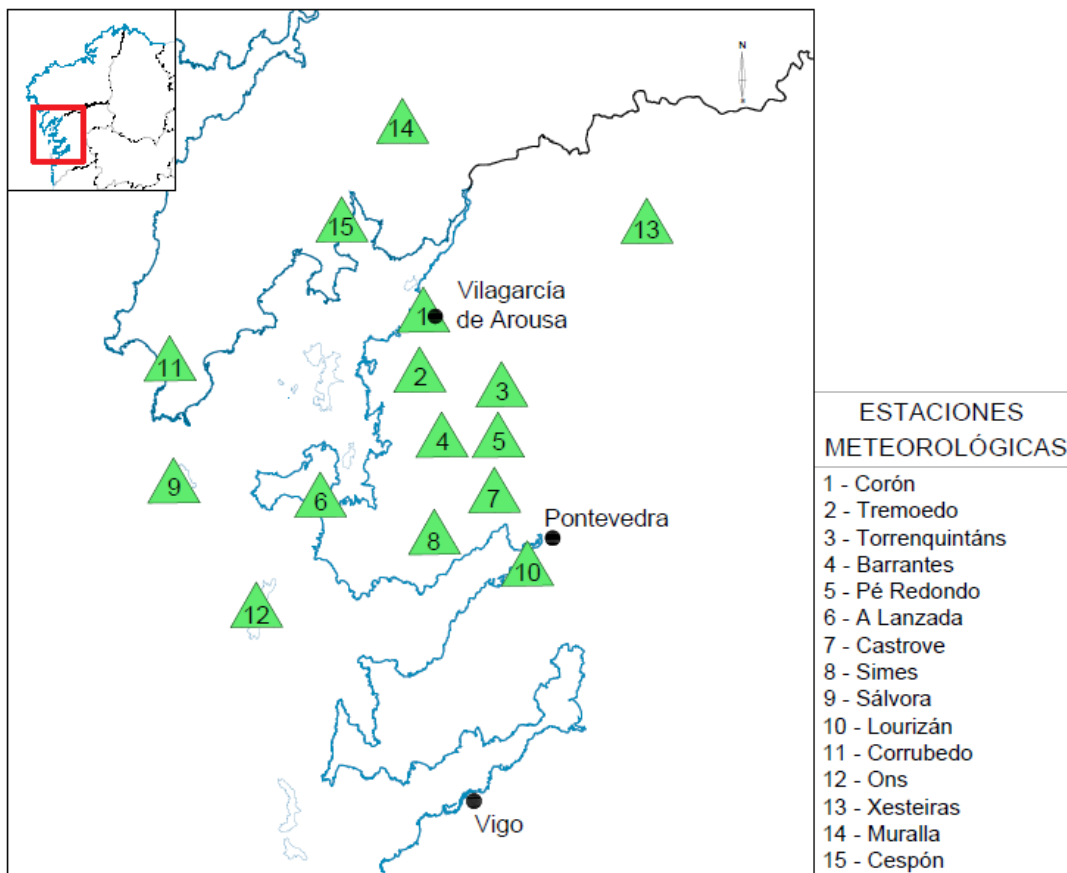


Figura 3.1.- Ubicación de las estaciones meteorológicas seleccionadas para la obtención de las series históricas de partida



3.3. Obtención de series de precipitación para escenarios futuros

A través de la herramienta de perturbación climática de la Universidad Católica de Lovaina la Vieja (KU Leuven), se ha realizado la perturbación de las series de precipitación de las diferentes estaciones, con el objetivo de obtener las series de precipitación proyectadas para los diferentes escenarios climáticos.

3.3.1. Climatic Perturbation Tool (KU Leuven)

Esta herramienta de perturbación ha sido facilitada por la Universidad de Lovaina. Su versión inicial fue diseñada en 2010 por la propia KU Leuven y estaba basada en escenarios climáticos adaptados para el análisis del impacto del cambio climático de eventos extremos únicamente en Bélgica. En 2015 sufre una gran actualización que difiere de la anterior versión en que se ha adaptado a modelos climáticos globales para poder así aplicarlos en otras partes del mundo. De esta forma, nos permite disponer de una herramienta capaz de modificar series de precipitación históricas en base a escenarios climáticos mediante una técnica de *downscaling* estadístico conocida como método de perturbación de cuantiles (Willems & Vrac, 2011).

Esta herramienta de perturbación nos permite perturbar series hasta el año 2100 y cabe destacar que la modelización de estas perturbaciones ha sido integrada en el programa basándose en modelos climáticos de entrada de una longitud aproximada de 30 años (Ntegeka et al., 2014). Es decir, la herramienta puede perturbar modelos climáticos de una longitud mayor a 30 años, pero estos resultados no serán más adecuados que los resultados obtenidos para series de 30 años o menos.

3.3.2. Escenarios climáticos utilizados

Los GCMs utilizados han sido obtenidos del archivo de datos del CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 5*). Un proyecto que en 2008 congregó a 20 grupos de modelaje climático de todo el mundo con el objetivo de promover un nuevo conjunto de experimentos coordinados sobre modelos climático y que se encuentra en la actualidad en su quinta fase, examinando la “predictibilidad” climática y explorando la capacidad de los modelos para predecir el clima en diferentes escalas de tiempo, entre otros estudios.

El análisis de este proyecto técnico se enfoca en la proyección de las series históricas de precipitaciones en 4 escenarios climáticos: RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0 Y RCP 8.5. Como se ha explicado anteriormente, estos RCP (*Representative Concentration Pathways*) representan un “bajo” (RCP 2.6), “medio-bajo” (RCP 4.5), “medio-alto” (RCP 6.0) o “alto” (RCP 8.5) escenario caracterizado por su forzamiento radiactivo de 2.6, 4.5, 6.0 y 8.5 Wm^{-2} en el año 2100, respectivamente.

En la parte final de este documento, a modo de anexo (Anexo 1), se muestra una tabla resumen en la que se incluyen las características de cada uno de los modelos climáticos utilizados, así como su procedencia. A modo de síntesis, se indica que las series históricas han sido perturbadas a partir de 51 RCP 8.5, 29 RCP 6.0, 49 RCP 4.5 y 41 RCP 2.6, en total, 170 ejecuciones de los modelos climáticos.



3.3.3. Aplicación de la herramienta al caso de estudio

Con esta herramienta se procede a perturbar las series de precipitación históricas. El método considera los cambios en las frecuencias de día seco y día lluvioso y los cambios en la intensidad de precipitación. Estos últimos se basan en cuantiles para tener en cuenta el hecho de que los cambios pueden depender de la magnitud del evento o de su periodo de retorno.

A partir de los modelos climáticos globales existentes, se calculan las perturbaciones para cada ejecución del modelo climático comparando el periodo de control (1960-1990) con el periodo escenario (2071-2100). Posteriormente, estas perturbaciones son aplicadas a la serie histórica. Para la elaboración de este proyecto técnico se ha elegido el método 2 de perturbación de cuantiles, ya que, tal y como se indica en el manual, se trata de uno de los más apropiados para tratar eventos extremos de precipitación con diferentes probabilidades de excedencia. Este método consiste en la modificación de la frecuencia de los días lluviosos y aplica cambios relativos a los cuantiles cuando la cantidad total diaria de lluvia es de al menos 0.1 mm (Uytven & Willems, 2015).

Una vez obtenidas las series perturbadas para las 170 ejecuciones de los modelos climáticos, se ordenan y se calcula la serie de valor mediana y el percentil 90 para cada uno de los escenarios (RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 y RCP8.5). De esta forma, obtenemos ocho series perturbadas representativas para cada una de las estaciones.

3.4. Estimación del hietograma de diseño

A partir de estas series históricas y de las series perturbadas, es relativamente sencillo realizar un análisis de la frecuencia de estas precipitaciones y obtener un hietograma de diseño para un periodo de retorno dado.

En la evaluación de eventos extremos es importante no olvidar que siempre trabajaremos con un cierto grado de incertidumbre. Esta incertidumbre es muy sensible al periodo de retorno que se utilice, especialmente en aquellos casos en los que se utilicen pequeñas muestras para estimar eventos de muy baja frecuencia. La incertidumbre crece con el aumento del periodo de retorno. Es por esto que y se ha concluido que para este proyecto técnico es necesario trabajar con extrapolaciones temporales moderadas ($T=25$ o $T=50$ años a lo sumo). Así, los periodos de retorno seleccionados para este estudio han sido $T=2$, $T=10$, $T=25$ y $T=50$ años.

En cuanto a la elección de los valores máximos de nuestras series de datos, se han considerado diferentes duraciones de precipitación (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 12, 18, 21 y 24 horas) y se ha utilizado el método POT (*Peak Over Threshold*) para la estimación de los valores máximos tomando un valor de umbral relativo de 0.7. Mediante la elección de este límite relativo, imponemos que se escojan aquellos picos que superen el 70% del valor máximo anual medio de la serie de precipitación. Además, se establece un mínimo de 15 días de distancia temporal entre dos eventos extremos. Con esta



imposición conseguimos que los picos seleccionados no correspondan a un mismo evento global (aceptando que 2 eventos separados 15 días son estadísticamente independientes).

Como se ha comentado, se propone la utilización de 3 distribuciones estadísticas:

- Gumbel
- GEV
- SQRT-ETmax

Aceptando que se trabaja con periodos de retorno moderados, se ha seleccionado, en primer lugar, la distribución de Gumbel por su simplicidad, pese a que en general no es ni la más adecuada ni la más segura en el análisis para periodos de retorno altos, pero que históricamente ha sido la más utilizada. Por otro lado, la distribución triparamétrica GEV suele ser una opción también aceptable y más genérica que la Gumbel (recordemos que esta última es una particularización de la primera). Por último, se ha seleccionado también la distribución SQRT-ETmax debido a que se trata de una distribución modelada específicamente para el análisis de eventos máximos de precipitación y utilizada por el Ministerio de Fomento de España para el cálculo de las máximas lluvias diarias en España.

La selección de la mejor distribución no se basa únicamente en elegir aquella que se ajusta mejor a los datos. El número de parámetros de la distribución y los conocimientos que se tengan de las propiedades de la cuenca también deben ser considerados. Cuanto más elevado es el número de parámetros, mejor se ajusta la distribución a los datos, pero de esta forma, la distribución se ajustará más a datos particulares de las series, y sería más sensible a la presencia de *outliers*.

A partir de los datos de precipitación obtenidos al aplicar una de estas 3 funciones de probabilidad, se procede a la elaboración de las curvas IDF asociadas a cada uno de los periodos de retorno establecidos. Con todos estos datos, se procede a la elaboración de los hietogramas mediante el método de bloques alternados.

3.5. Modelización lluvia-escorrentía

No toda el agua procedente de una precipitación se transforma en lluvia de escorrentía. Dependiendo de las características del terreno, podremos encontrarnos evapotranspiración, interceptación por la vegetación, detracción inicial en la superficie e infiltración. Procesos que originan que solamente se drene a los ríos un pequeño porcentaje de la precipitación realmente caída. La herramienta utilizada para esta modelización es el programa HEC-HMS y en las siguientes líneas se describirán las diferentes etapas de cálculo.



3.5.1. Descripción del modelo

Se ha partido del modelo HMS realizado por Ignacio Fraga Cadórniga en el Grupo M2NICA de la Universidad de A Coruña. La elaboración de este modelo comenzó con la extracción de la información topográfica de la cuenca, pendiente de la cuenca y de las laderas a partir del programa HEC-GeoHMS. Por otro lado, los principales parámetros de cálculo se definieron a estima a partir de fotografías aéreas de la cuenca con una posterior calibración.

Teniendo presente las características particulares de las distintas áreas de la cuenca y su funcionamiento, se llevó a cabo la segmentación de la misma en porciones de escurrimiento plano y encauzado. En concreto se ha dividido en 16 subcuencas cuyas características se describen en la Tabla 3.2. Además, se muestra también una imagen esquemática de dicho modelo en el programa HEC-HMS en la figura 3.2.

Tabla 3.2.- Subcuencas que forman la modelización de la cuenca del río Con

Subcuenca	Área (m ²)	Pendiente (%)
W1002	91790	26.044
W1003	4952185	26.044
W110	983575	29.081
W1200	218583	19.86
W1201	1525674	19.86
W1202	192218	19.86
W130	115650	14.3077
W1402	666081	14.03
W1403	726069	14.03
W150	680750	7.789
W1601	144405	18.891
W1602	1363311	18.891
W1603	395459	18.891
W170	314850	8.5591
W1802	1738117	13.7
W1803	2916358	13.7

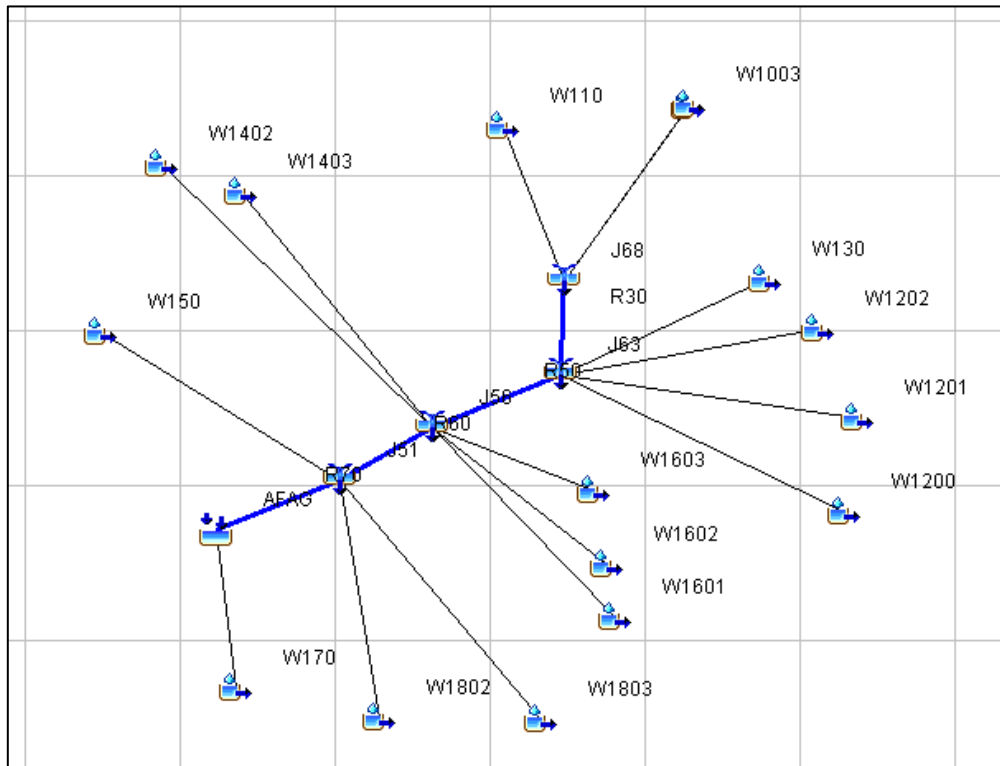


Figura 3.2.- Modelización de la cuenca en HEC-HMS

3.5.2. Pérdidas de precipitación: lluvia neta

El cálculo de las abstracciones (Loss) se ha realizado por el método del número de curva (CN), promovido por el *Soil Conservation Service* (SCS). La estimación del número de curva no requiere un proceso complejo, pero sí requiere la estimación de parámetros iniciales que requerirían una calibración final del método a partir de datos reales. Debido a la imposibilidad de esto último, se estimará un CN aproximado y se alterará posteriormente para analizar su influencia en el resultado final.

Partiendo de la hipótesis de que la totalidad del terreno natural que se analiza pertenece al grupo C (marga arcillosa, suelos relativamente impermeables), se estimará el CN a partir del área de cada subcuenca y su tipología de suelo, basándose en los valores tabulados proporcionados por el SCS. En la Tabla 3.3 se pueden observar los valores tabulados que proporciona el SCS para el cálculo del número de curva.



Tabla 3.3.- CN en función del uso del suelo y del grupo hidrológico del suelo (SCS (Soil Conservation Service), 1972)

Uso del Suelo		Grupo Hidrológico del Suelo			
		A	B	C	D
Tierras cultivadas	con tratamiento de conservación	72	81	88	91
	sin tratamiento de conservación	62	71	78	81
Pastizales	Condición pobre	68	79	86	89
	Condición buena	39	61	74	80
Praderas		30	58	71	78
Bosques	Cubierta pobre	45	66	77	83
	Cubierta buena	25	55	70	77
Espacios abiertos: con césped, parques, campos de golf, cementerios, etc.	Buena condición: cubierta de pastos sobre más del 75% del área	39	61	74	80
	Condición aceptable: cubierta de pastos sobre el 50 a 75% del área	49	69	79	84
Áreas comerciales y de tiendas (85% impermeable)		89	92	94	95
Zonas industriales (75% impermeable)		81	88	91	93
Zonas Residenciales	Tamaño medio de la parcela (m ²)	% medio imp.			
	500	65	77	85	90
	1000	38	61	75	83
	1350	30	57	72	81
	2000	25	54	70	80
Tejados, parkings, superficies impermeables en general	4000	20	51	68	79
		98	98	98	98
	Pavimentadas, con bordillos y bocas de tormenta	98	98	98	98
Calles y carreteras	De grava	76	85	89	91
	De tierra	72	82	87	89

En la Tabla 3.4 se pueden observar las características de cada subcuenca en cuanto al uso general del suelo y su área aproximada.

Tabla 3.4.- Uso general del suelo y área de cada subcuenca del modelo establecido

Subcuenca	Áreas según tipo de suelos (ha)		
	Urbano	Agrícola	Forestal
W1002	0	0	9.17
W1003	0	495.21	0
W110	0	0	98.35
W1200	21.85	0	0
W1201	0	0	152.56
W1202	0	19.22	0
W130	0	11.56	0
W1402	0	0	66.60
W1403	0	72.60	0
W150	68.07	0	0
W1601	14.44	0	0
W1602	0	0	136.33
W1603	0	39.54	0
W170	31.48	0	0
W1802	0	0	173.81
W1803	0	291.63	0



Como valor inicial, se ha establecido como CN para las subcuencas de tipología urbana, aquel que proporcionan un suelo compuesto por calles y carreteras pavimentadas, con bordillos y bocas de tormenta (CN=98). En el caso de las subcuencas de tipología forestal, se ha seleccionado un suelo de bosque de cubierta buena (CN=70). Por último, para la tipología de suelo agrícola, se ha establecido como tierras cultivadas sin tratamiento de conservación (CN=78). El valor obtenido para el número de curva global ponderado por subcuenca ha sido 76.60.

El número de curva no ha sido calibrada con datos reales. Debido a esto, se han planteado varios números de curva variando ligeramente la definición de los usos del suelo para comprobar dependencia de los resultados al variar los diferentes CN. En la Tabla 3.5 se resumen los tres números de curva seleccionados para la obtención de resultados (incluyendo también el anterior). Cabe destacar que todos los números de curva han sido calculados para condiciones normales de humedad antecedente, añadiéndose en el caso del primer número de curva calculado, también el CN(III), correspondiente a condiciones altas de humedad antecedente.

Se ha despreciado el cálculo para un número de curva correspondiente a condiciones bajas de humedad antecedente (CN(I)) ya que, además de estar el terreno gallego caracterizado por contar con periodos lluviosos y periodos secos (luego no se esperan grandes precipitaciones en periodos secos), las condiciones secas proporcionan valores bajos de escorrentía superficial y no son las situaciones de interés en el estudio del cálculo de avenidas.



Tabla 3.5.- Números de curva seleccionados para el cálculo de resultados

CN 1			
Uso de suelo			Ponderación
Urbano	Calles y carreteras pavimentadas, con bordillos y bocas de tormenta	98	CN(II)=76.60 CN(III)=88.28
Forestal	Bosque de cubierta buena	70	
Agrícola	Tierras cultivadas sin tratamiento de conservación	78	
CN 2			
Uso de suelo			Ponderación
Urbano	Calles y carreteras pavimentadas, con bordillos y bocas de tormenta	98	CN(II)=81.95
Forestal	Bosque de cubierta pobre	77	
Agrícola	50% Tierras cultivadas sin tratamiento de conservación	83	
	50% Tierras cultivadas con tratamiento de conservación		
CN 3			
Uso de suelo			Ponderación
Urbano	Calles y carreteras pavimentadas, con bordillos y bocas de tormenta	98	CN(II)=80.83
Forestal	50% Pradera	74	
	50% Bosque de cubierta pobre		
Agrícola	50% Tierras cultivadas sin tratamiento de conservación	83	
	50% Tierras cultivadas con tratamiento de conservación		

Cabe decir que en el planteamiento de este proyecto técnico no se han tenido en cuenta las posibles variaciones del uso del suelo entre el escenario actual y el futuro en la modelización lluvia-escorrentía. De igual forma, no se está teniendo en cuenta la variación en la evapotranspiración, que se supone constante a lo largo del tiempo. Ambos factores podrían influir en el valor efectivo del CN en condiciones futuras.

3.5.3. Cálculo de la transformación de la lluvia en escorrentía

El proceso de transformación de la lluvia en escorrentía se ha llevado a cabo a través del método del Hidrograma Unitario del SCS. El t_{lag} ha sido calculado a partir del tiempo de concentración (T_C) estimado con la formulación del manual TR-55 (USDA-SCS, 1986), en el que se propone una metodología para el cálculo de T_C que es especialmente recomendada para cuencas pequeñas como la de estudio en este proyecto técnico. En este proceso de cálculo del tiempo de concentración, se iguala T_C a la suma de los tiempos de viaje (T_t) de la lluvia de escorrentía correspondientes a cada uno de los diferentes componentes que forman el sistema de drenaje de la cuenca.

En la Tabla 3.6 se han recogido los valores de t_{lag} para cada una de las subcuencas.



Tabla 3.6.- Parámetro t_{lag} establecido para cada una de las subcuencas

Subcuenca	T_{lag} (min)
W1002	60.434
W1003	56.035
W110	31.378
W1200	31.550
W1201	40.647
W1202	34.060
W130	16.241
W1402	53.473
W1403	48.803
W150	38.650
W1601	46.786
W1602	55.025
W1603	49.062
W170	27.289
W1802	107.918
W1803	100.680

3.5.4. Cálculo de la escorrentía base

En la aplicación a este proyecto técnico no se tendrán en cuenta flujos subterráneos que puedan aportar caudal al río ya que no son relevantes en la zona de aplicación. Así, no se escoge ningún método de cálculo para sumar la escorrentía básica.

3.5.5. Propagación del hidrograma a través de la red de drenaje

Ningún método destaca por encima del resto en el cálculo de la propagación del hidrograma en la zona de estudio y debido a que ya se cuenta con un método calibrado para caudales bajos en la zona de estudio, se selecciona el método de onda cinemática (*kinematic wave*).

El método de onda cinemática está basado en un modelo de tipo conceptual, de eventos aislados, de parámetros y entradas distribuidas. Se basa en el movimiento del agua a través de la red de canales, planteando así una aproximación a las ecuaciones de Saint Venant. La red de drenaje se divide en elementos a los que denominamos “segmentos” y debido a las irregularidades del terreno, esta segmentación se realiza simplificando las complejidades naturales por un cierto número de elementos simples tales como segmentos de cauce, que combinados adecuadamente representarán el escurrimiento superficial de nuestra zona de estudio (Lighthill & Whitham, 1955).

Los parámetros utilizados se muestran en la Tabla 3.7 y son fruto, como se ha dicho, de una estimación inicial calibrada para datos reales.



Tabla 3.7.- Parámetros escogidos para el método de onda cinemática en el modelo establecido

Segmento	Longitud (m)	Pendiente (m/m)	Número de Manning	Subsegmento	Canal
R30	296.42	0.0188	0.132	5	Rectangular
R50	1855.10	0.0141	0.132	5	Rectangular
R60	1382.60	0.0143	0.132	5	Rectangular
R70	652.77	0.0010	0.132	5	Rectangular



4. ANÁLISIS DE RESULTADOS

4.1. Series de precipitación

En primer lugar, se muestra en las figuras 4.1 y 4.2 el tanto por ciento de variación de la precipitación media mensual para cada RCP. En cada figura se observan los rasgos de variación considerando todos los modelos climáticos para cada uno de los meses que componen el año. En el caso de la figura 4.1, se trata del cambio relativo en la intensidad de precipitación, mientras que, en la figura 4.2, describe el cambio relativo en cuanto a la frecuencia de días lluviosos.

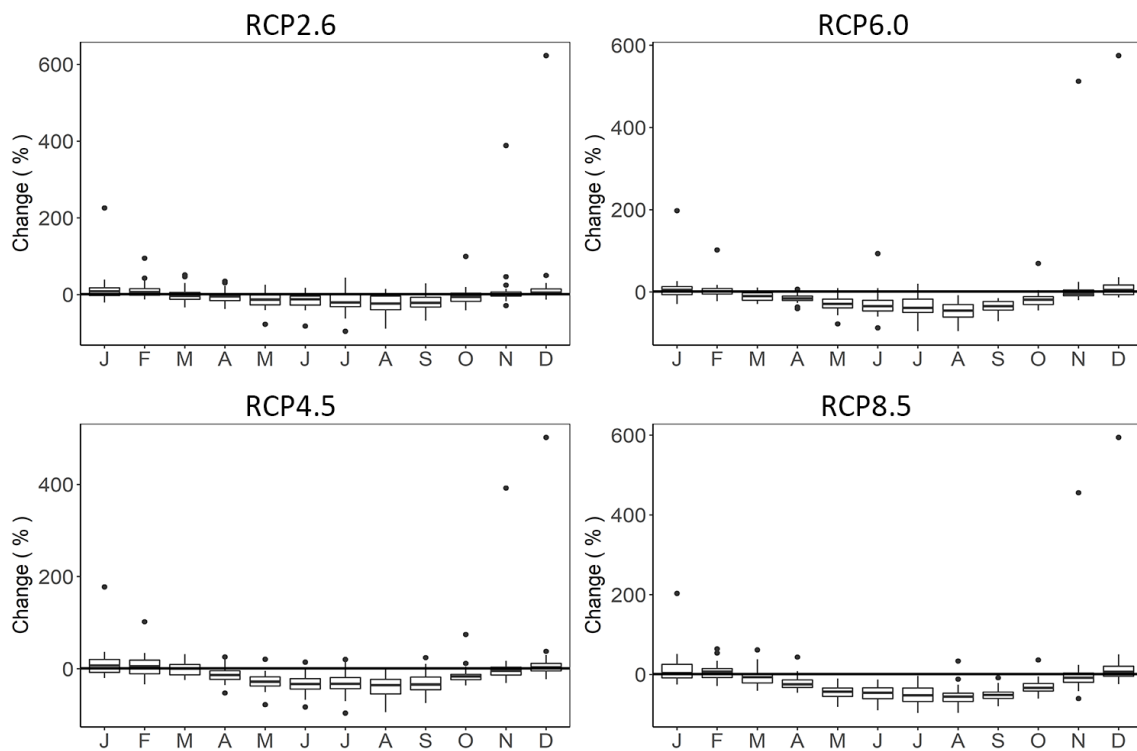


Figura 4.1.- Porcentaje de cambio mensual en la intensidad de las precipitaciones

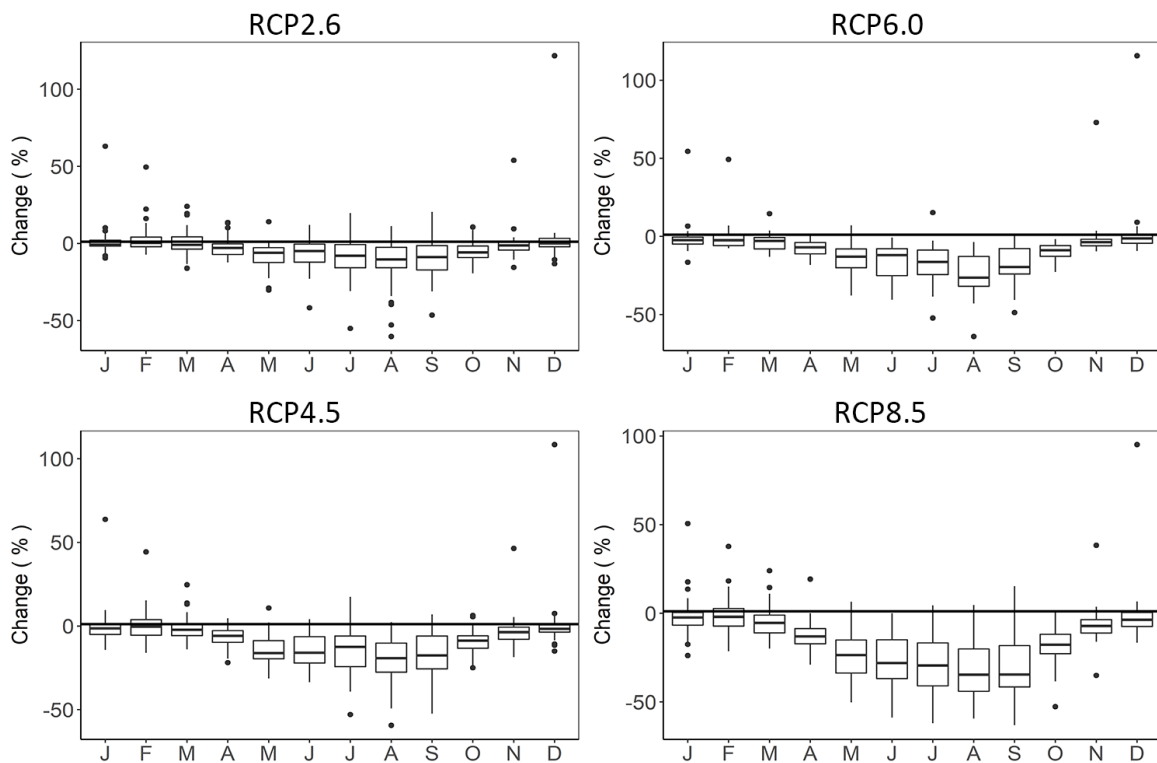


Figura 4.2.- Porcentaje de cambio en la frecuencia de días lluviosos

Los modelos climáticos que producen un mayor porcentaje de cambio tanto en la precipitación como en el número de días lluviosos, son los correspondientes al RCP8.5.

Observando la mediana de los modelos climáticos, podemos decir que, en general, estos escenarios dirigen las series de precipitación a un descenso tanto en la precipitación como, especialmente, en el número de días lluviosos. Es interesante por tanto estudiar cuáles son los resultados de estas perturbaciones en nuestras series de precipitación y el resultado que éstas tendrán en la cuenca del río Con. Nótese que, el hecho de que disminuya la precipitación total no implica que disminuyan también los picos de precipitación.

Con el objetivo de visualizar las variaciones reales en la precipitación máxima diaria que sufren las series históricas utilizadas, se representa, en la figura 4.3, el porcentaje de variación que ha sufrido la serie procedente de la estación meteorológica de Corón para cada uno de los escenarios climáticos. Como cabía esperar, los resultados de variación son homónimos a los anteriores.

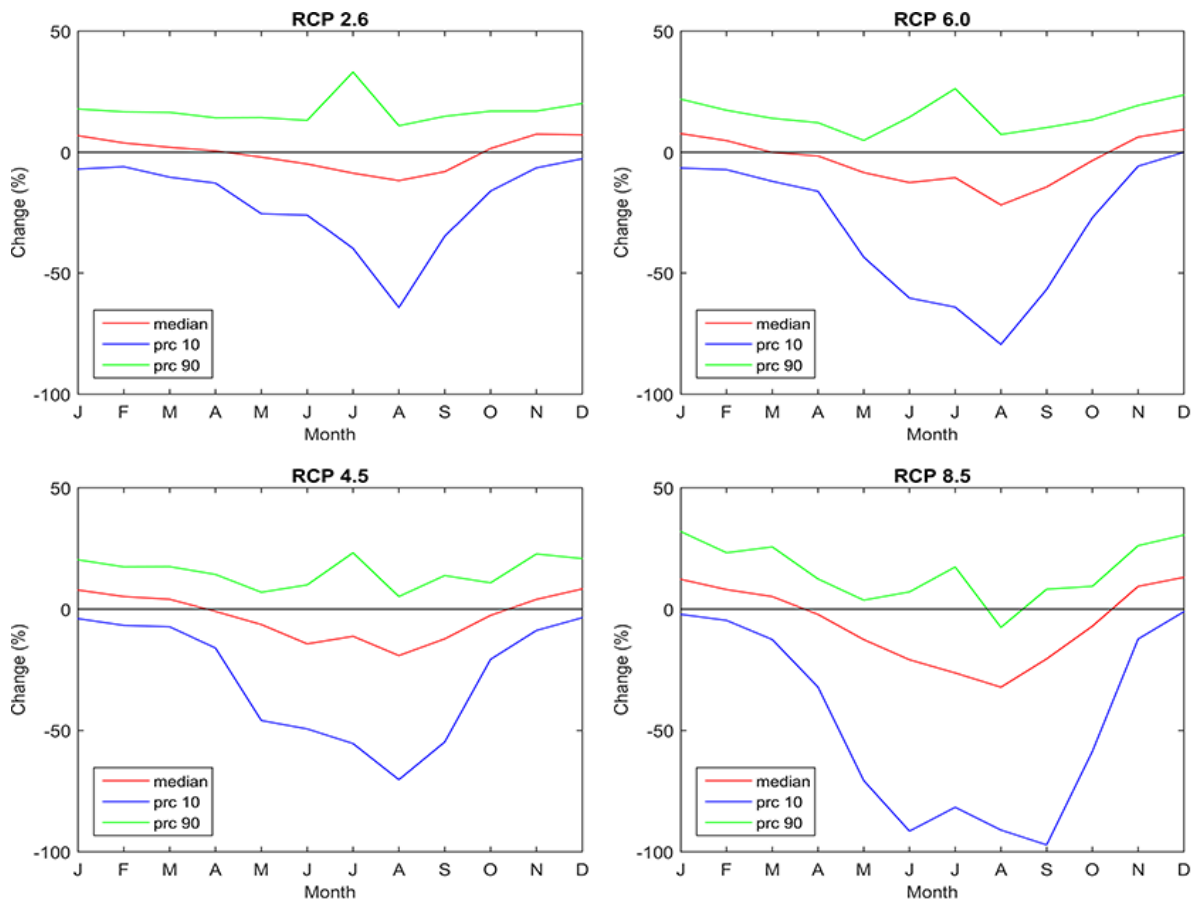


Figura 4.3.- Porcentaje de variación aplicado en la serie de precipitación de la estación meteorológica de Corón

4.2. Hietogramas de diseño

Se han obtenido 170 series de precipitación perturbadas para cada una de las 15 series históricas utilizadas. Para facilitar su análisis, se han ordenado por escenarios climáticos (RCP), y se han generado dos series representativas para cada RCP: la mediana y el percentil 90 de todas las proyecciones generadas por los diferentes modelos climáticos. En otras palabras, de las 170 series perturbadas que habíamos obtenido para cada una de las series históricas, hemos seleccionado únicamente 2 por cada RCP (la mediana y el percentil 90), es decir, 8 series de precipitación perturbadas para cada una de las 15 series de precipitación históricas.

En la elección de la distribución de ajuste más adecuada para realizar el cálculo de los hietogramas de diseño se ha representado, para diferentes duraciones, el ajuste en una misma gráfica de las tres distribuciones con respecto a los eventos extremos estimados. Se muestran a modo de ejemplo las figuras 4.4 y 4.5, correspondientes a dos modelos climáticos y a dos duraciones diferentes. Para avalar la elección de la distribución se ha incluido a modo de anexo (Anexo 2), en este documento, las figuras correspondientes al análisis de tres modelos climáticos arbitrarios y de las series originales para las duraciones de 1, 3, 6, 12, 18 y 24 horas.

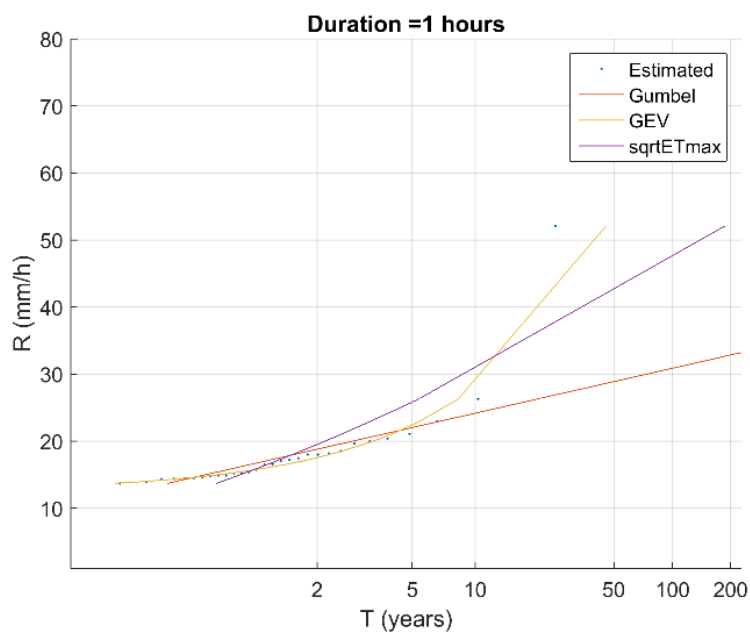


Figura 4.4.- Ajuste de las tres distribuciones para el modelo climático RCP8.5 percentil 90

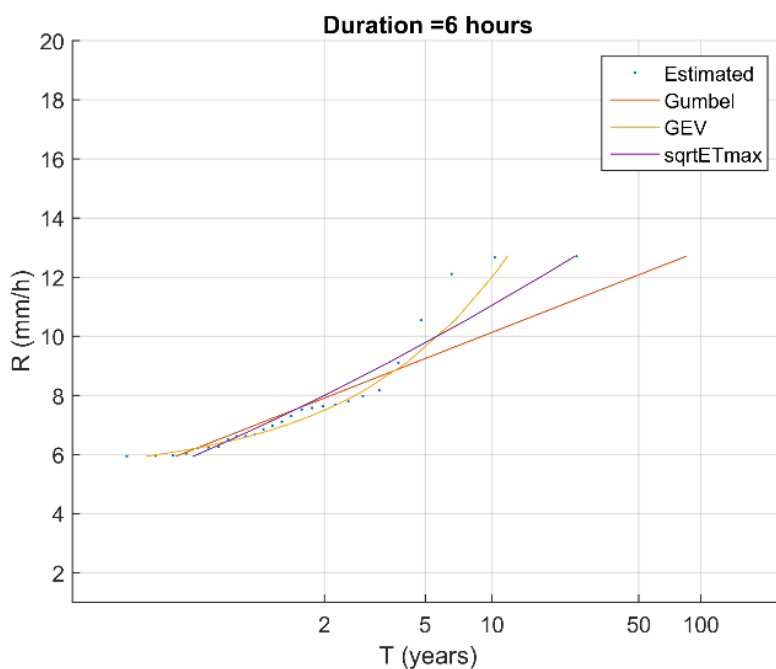


Figura 4.5.-Ajuste de las tres distribuciones para el modelo climático RCP6.0 percentil 90

Por un lado, se puede observar como los resultados obtenidos con la distribución Gumbel producen un buen ajuste para periodos de retorno bajos, pero no es fiable para periodos de retorno elevados, puesto que tiende a infravalorar los extremos a medida que el periodo de retorno se hace mayor.



En el caso de la distribución SQRT-ETmax, ésta ajusta muy bien los eventos estimados para periodos de retorno bajos y subestima o infravalora los eventos en el caso de periodos de retorno algo más elevados. Así, en la extrapolación a periodos de retorno mayores, se obtienen valores intermedios entre los correspondientes a la distribución de GEV y la de Gumbel.

Por último, se puede observar como la distribución GEV es la que mejor se ajusta a los eventos estimados. A pesar de que para periodos de retorno elevados, los valores aproximados por esta distribución son mucho mayores al de las otras dos distribuciones, se ha elegido ésta última como distribución de análisis ya que es la más precisa en el ajuste.

Debido al abanico de resultados que se puede obtener en función de la elección de una u otra distribución, se ha tomado la decisión de utilizar la misma distribución en todos los análisis efectuados. De esta manera, la comparación entre los resultados obtenidos para las series originales y las series perturbadas será equitativa y coherente.

A partir de las series de precipitación se han obtenido los diferentes hietogramas de diseño para cada uno de los periodos de retorno. En las figuras 4.6 y 4.7 se muestra la variación de los hietogramas en comparación con el obtenido para las series históricas originales (sin perturbar). Para una mejor comprensión de los resultados, se representa mediante un diagrama lineal y no mediante un diagrama de barras como suele ser habitual en hietogramas. Así, en la figura 4.6, encontramos una representación de los hietogramas obtenidos a partir de la mediana de las series de precipitación perturbadas en comparación con las series originales, y en la figura 4.7, los obtenidos para el percentil 90 en comparación con las series originales.

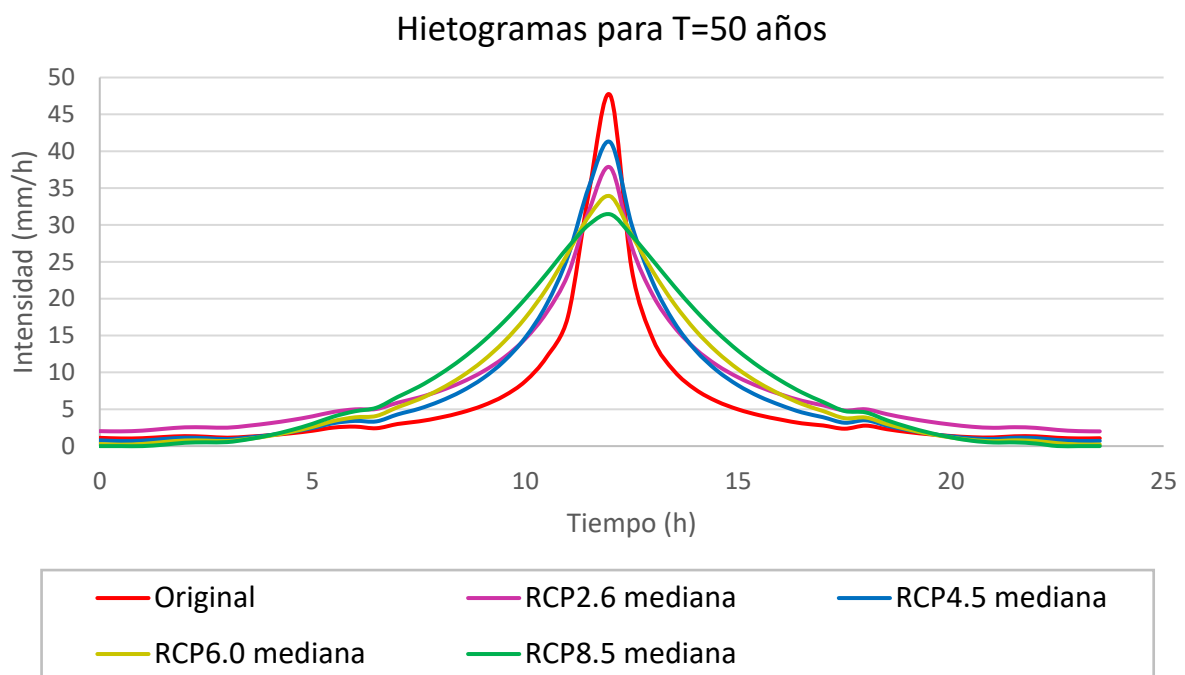


Figura 4.6.- Comparación de los hietogramas obtenidos para la mediana de los escenarios climáticos en comparación con las series originales sin perturbar

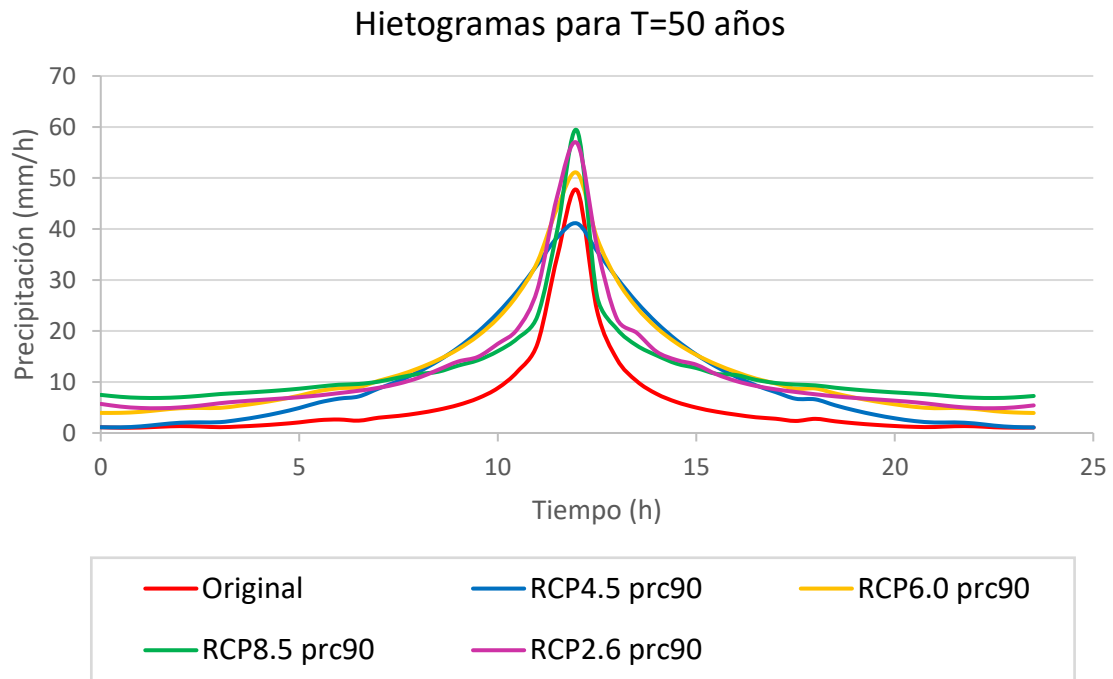


Figura 4.7.- Comparación de los hietogramas obtenidos para el percentil 90 de los escenarios climáticos en comparación con las series originales sin perturbar

En el caso de los escenarios climáticos correspondientes al valor mediana, se observa un claro descenso en el pico del hietograma en comparación con las series históricas de precipitación, mientras que este pico aumenta en el caso de los escenarios correspondientes al percentil 90. Además, se observa cómo, especialmente en los hietogramas de la figura 4.6, se produce un aumento general en la anchura del hietograma.

4.3. Caudales de avenida

Se indican a continuación los resultados para el primer número de curva estimado (CN1(II) en la Tabla 3.5) y, posteriormente, los resultados obtenidos para las diferentes variaciones del número de curva que se han propuesto.

4.3.1. Número de curva inicial

Los resultados obtenidos para el pico de caudal se muestran en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1.- Valores de pico de caudal para CN(II) 1

	Pico de caudal (m ³ /s)				RCP2.6 median	RCP4.5 median	RCP6.0 median	RCP8.5 median
	No perturbadas	RCP2.6 prc90	RCP4.5 prc90	RCP6.0 prc90				
T=02	61.1	82.7	82.4	83.1	82.9	64.5	65.2	66.6
T=10	115.1	160.2	151.7	162.3	120.8	121.2	118.8	121.6
T=25	171.2	251.9	226.9	254	178.7	184.8	175.3	179.1
T=50	235.7	363.2	313.9	361.2	244.6	260.4	239.4	239.6



Los resultados obtenidos de volumen de hidrograma se muestran en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2.- Valores de volumen para CN(II) 1

	Volumen (mm)								
	No perturbadas	RCP2.6 prc90	RCP4.5 prc90	RCP6.0 prc90	RCP8.5 prc90	RCP2.6 median	RCP4.5 median	RCP6.0 median	RCP8.5 median
T=02	68.16	94.92	95.47	96.21	102.7	93.99	75.2	75.79	77.08
T=10	115.73	188.67	184.22	196.79	199.64	140.21	132.53	137.03	140.83
T=25	155.94	315.6	295.53	337.44	330.19	215.31	194.52	204	220.31
T=50	196.54	484.69	438.75	528.61	507.97	305.3	266.83	283.48	317.9

En las figuras 4.8 y 4.9 se representan los valores indicados en las Tablas 4.1 y 4.2. Para una mejor visualización de los resultados, se ha utilizado un mismo color para representar los modelos climáticos correspondientes al percentil 90 (azul) y para los correspondientes a los valores de mediana (verde).

Pico de caudal - CN(II) 1

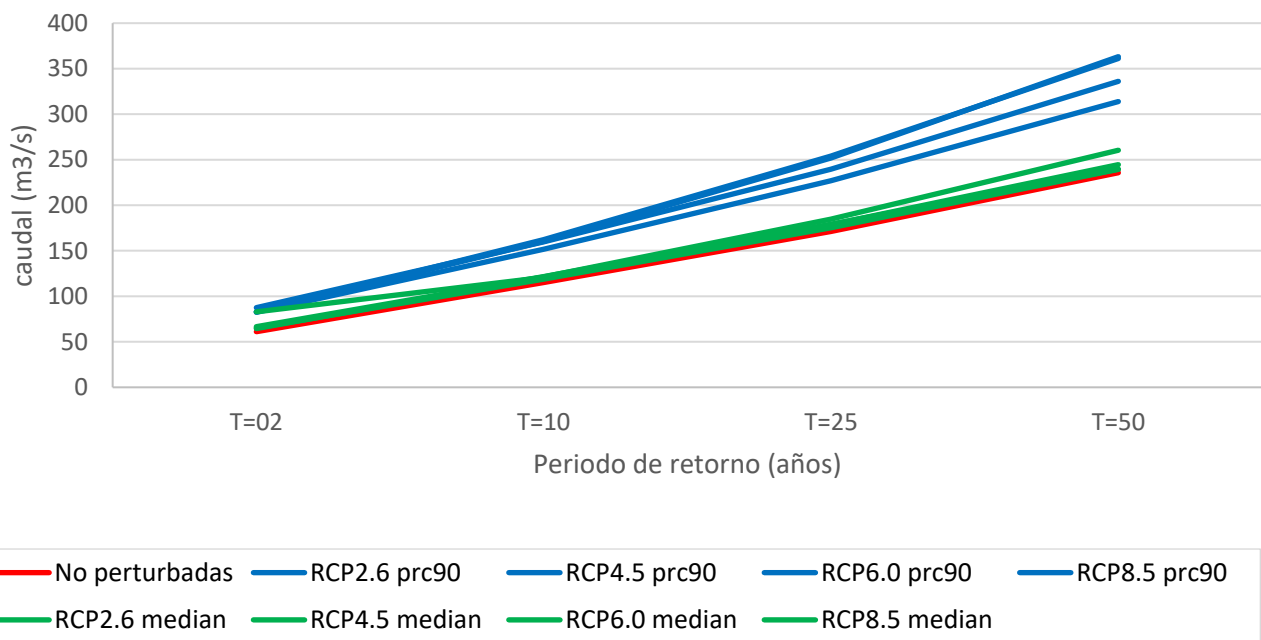


Figura 4.8.- Comparación del pico de caudal para CN(II) 1

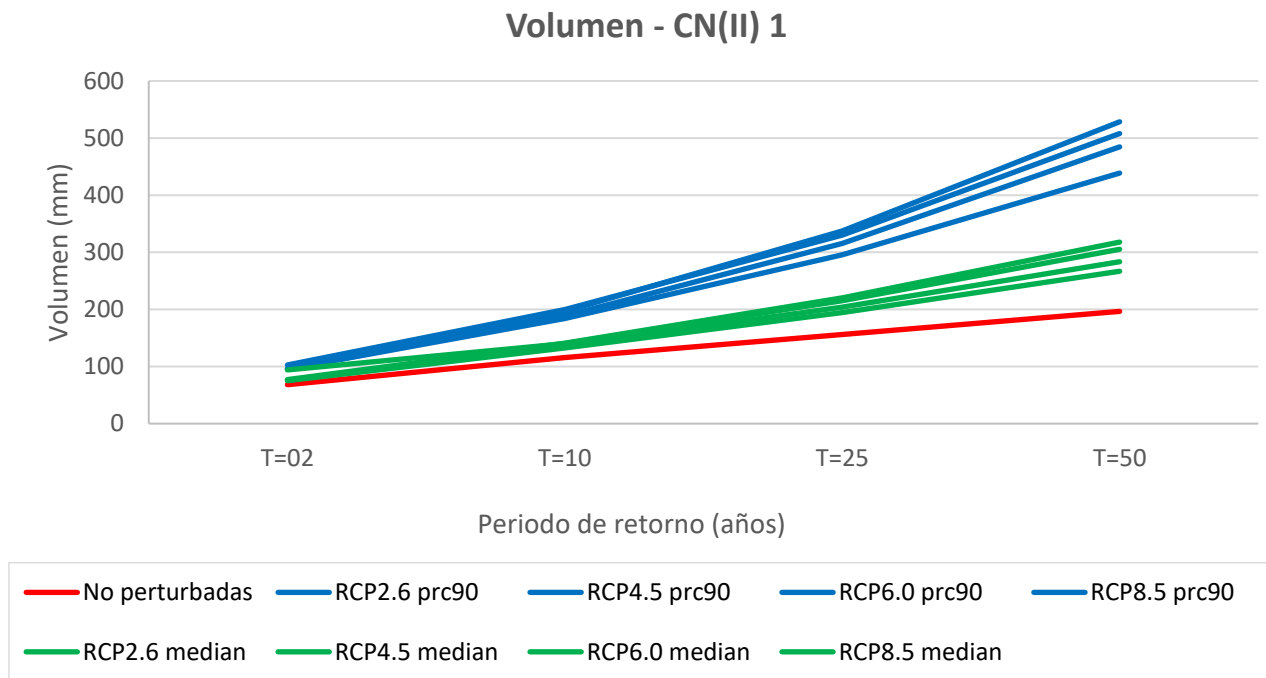


Figura 4.9.- Comparación del volumen para CN(II) 1

Para visualizar mejor los resultados, se representan en las figuras 4.10 y 4.11 la variación correspondiente a los diferentes periodos de retorno del pico de caudal y del volumen, de los diferentes modelos climáticos estudiados en comparación con los datos obtenidos para las series no perturbadas.

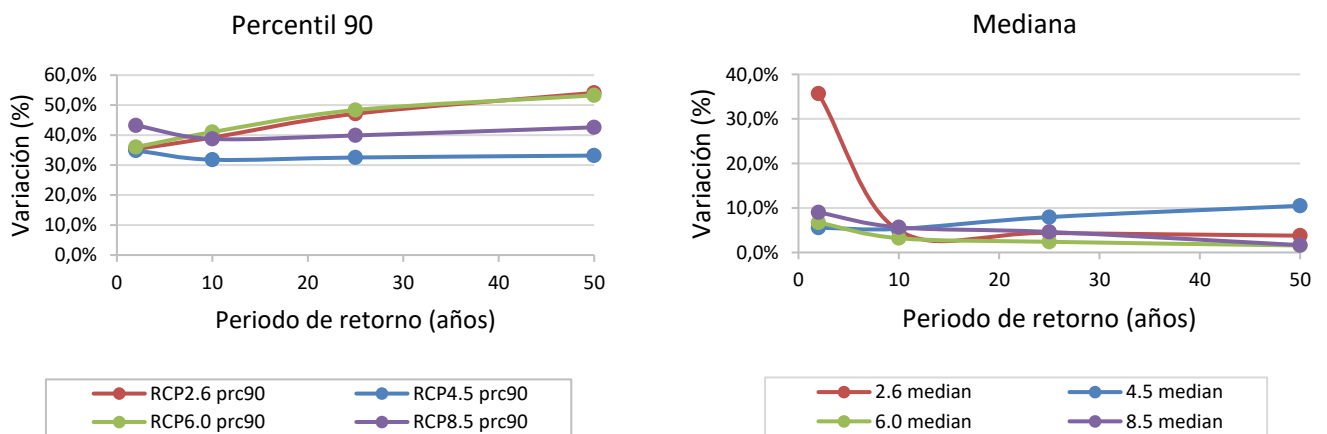


Figura 4.10.- Variación en porcentaje del pico de caudal para CN(II) 1

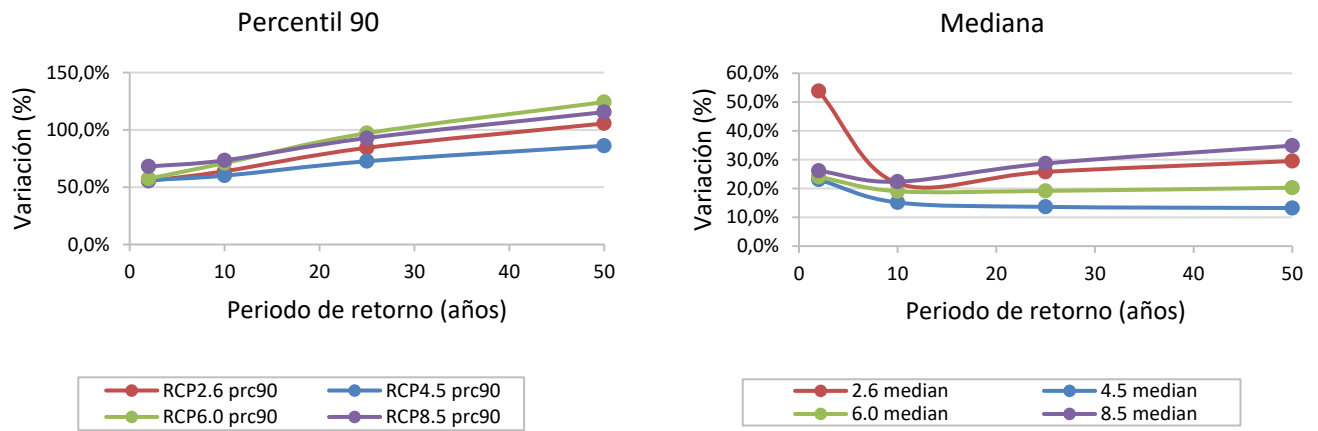


Figura 4.11.- Variación en porcentaje del volumen para CN(II) 1

4.3.2. Resultados para otros números de curva

En las siguientes líneas, se recoge el resultado obtenido al modificar el número de curva estimado inicialmente.

4.3.2.1. CN(III) 1

Los resultados obtenidos para el pico de caudal para el CN(III) 1 se muestran en la Tabla 4.3.

Tabla 4.3.- Valores de pico de caudal para CN(III) 1

	Pico de caudal (m3/s)						RCP2.6 median	RCP4.5 median	RCP6.0 median	RCP8.5 median
	No perturbadas	RCP2.6 prc90	RCP4.5 prc90	RCP6.0 prc90	RCP8.5 prc90					
T=02	85.3	106.9	106.7	107.4	111.6	106.9	88	88.8	90.3	
T=10	143.7	184	175	185.5	182.1	145.4	147.5	143.6	146.3	
T=25	203.3	272.3	247.1	273	257.7	201.7	212	199.4	201.6	
T=50	271	379.5	330.6	375.9	350.2	265.6	287.5	262	258.7	

Los resultados obtenidos de volumen para el CN(III) 1 se muestran en la Tabla 4.4.

Tabla 4.4.- Valores de volumen para CN(III) 1

	Volumen (mm)						RCP2.6 median	RCP4.5 median	RCP6.0 median	RCP8.5 median
	No perturbadas	RCP2.6 prc90	RCP4.5 prc90	RCP6.0 prc90	RCP8.5 prc90					
T=02	96.69	126.62	127.22	128.04	135.14	125.16	104.66	105.33	106.76	
T=10	149.32	226.7	222.05	235.2	238.16	175.59	167.39	172.2	176.25	
T=25	192.29	357.75	337.21	380.07	372.67	254.48	232.83	242.71	259.67	
T=50	234.93	529.67	483.14	574.08	553.22	347.22	307.74	324.84	360.12	



En las figuras 4.12 y 4.13 se representan los valores indicados en las Tablas 4.3 y 4.4. Para una mejor visualización de los resultados, se ha utilizado un mismo color para representar los modelos climáticos correspondientes al percentil 90 (azul) y para los correspondientes a los valores de mediana (verde).

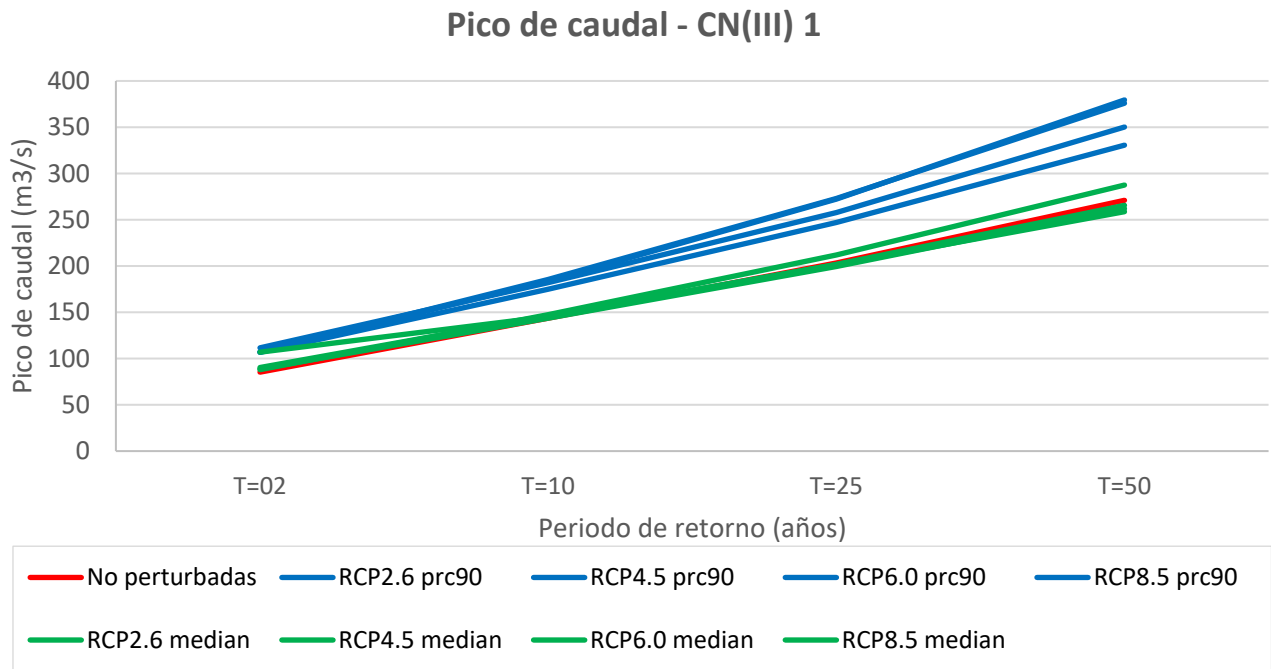


Figura 4.12.- Comparación del pico de caudal para CN(III) 1

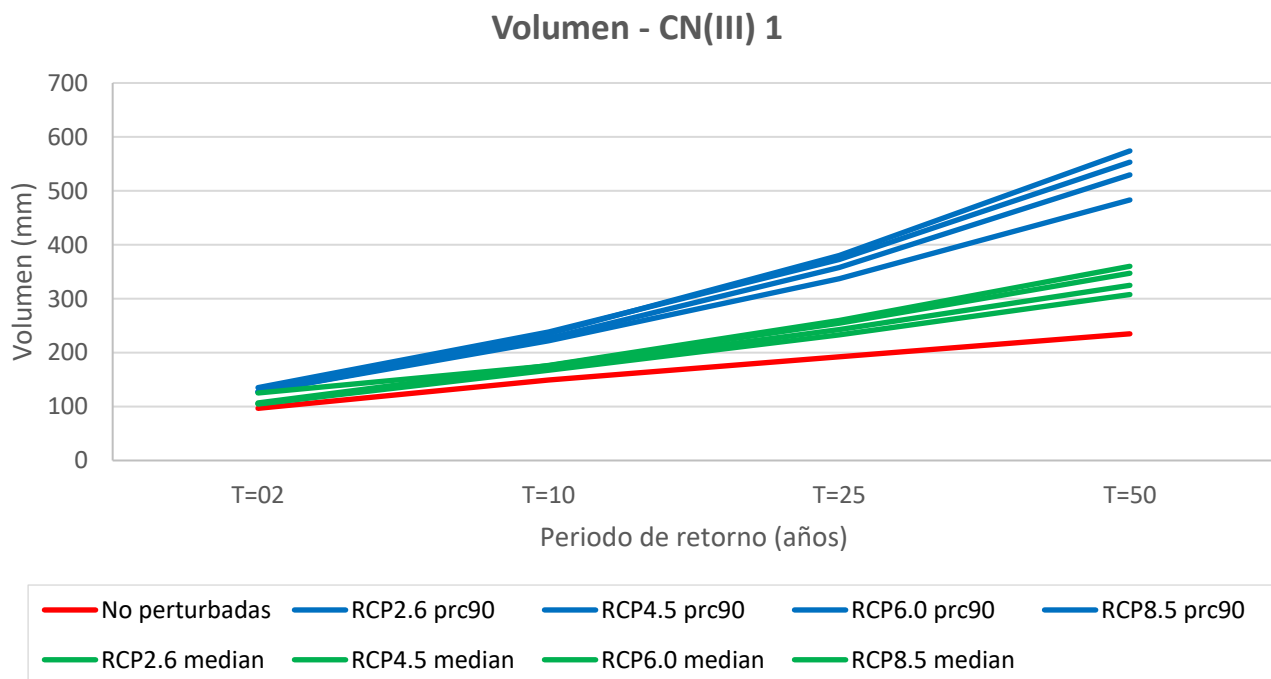


Figura 4.13.- Comparación del volumen para CN(III) 1



4.3.2.2. CN(II) 2

Los resultados obtenidos para el pico de caudal se muestran en la Tabla 4.5.

Tabla 4.5.- Valores de pico de caudal para CN(II) 2

	Pico de caudal (m ³ /s)				RCP2.6 median	RCP4.5 median	RCP6.0 median	RCP8.5 median	
	No perturbadas	RCP2.6 prc90	RCP4.5 prc90	RCP6.0 prc90					RCP8.5 prc90
T=02	72.3	94.3	94.2	94.9	99.2	94.4	75.5	76.3	77.8
T=10	129	172.3	136.6	174.1	171.3	133.1	134.2	131	133.8
T=25	187.2	262.8	237.5	264	249.1	190.6	198.8	187.6	190.7
T=50	253.7	372.1	322.9	369.3	343.9	255.6	274.6	251.2	249.7

Los resultados obtenidos de volumen se muestran en la Tabla 4.6.

Tabla 4.6.- Valores de volumen para CN(II) 2

	Volumen (mm)				RCP2.6 median	RCP4.5 median	RCP6.0 median	RCP8.5 median	
	No perturbadas	RCP2.6 prc90	RCP4.5 prc90	RCP6.0 prc90					RCP8.5 prc90
T=02	80.7	109.12	109.7	110.48	117.3	107.92	88.22	88.85	90.22
T=10	130.94	206.29	201.74	214.62	217.54	156.39	148.42	153.1	157.03
T=25	172.65	335.52	315.18	357.64	350.3	233.56	212.3	222	238.67
T=50	214.37	506.22	459.94	550.42	529.65	325.09	286.06	302.96	337.86

En las figuras 4.14 y 4.15 se representan los valores indicados en las Tablas 4.5 y 4.6. Para una mejor visualización de los resultados, se ha utilizado un mismo color para representar los modelos climáticos correspondientes al percentil 90 (azul) y para los correspondientes a los valores de mediana (verde).

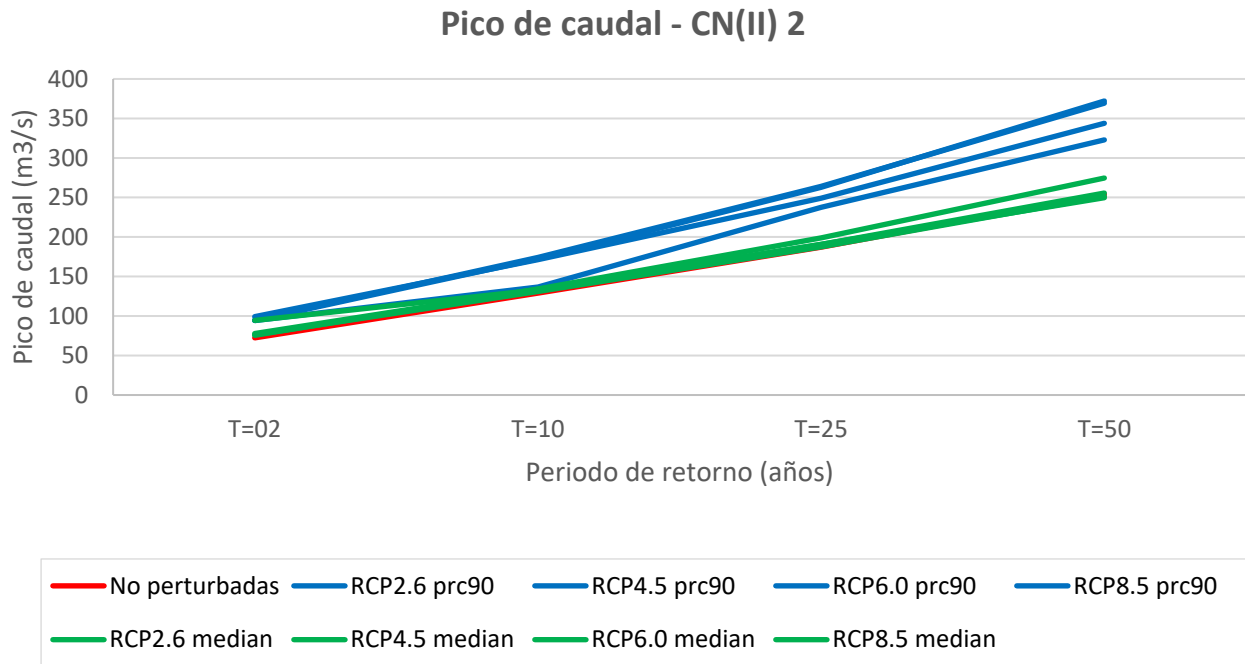


Figura 4.14.- Comparación del pico de caudal para CN(II) 2

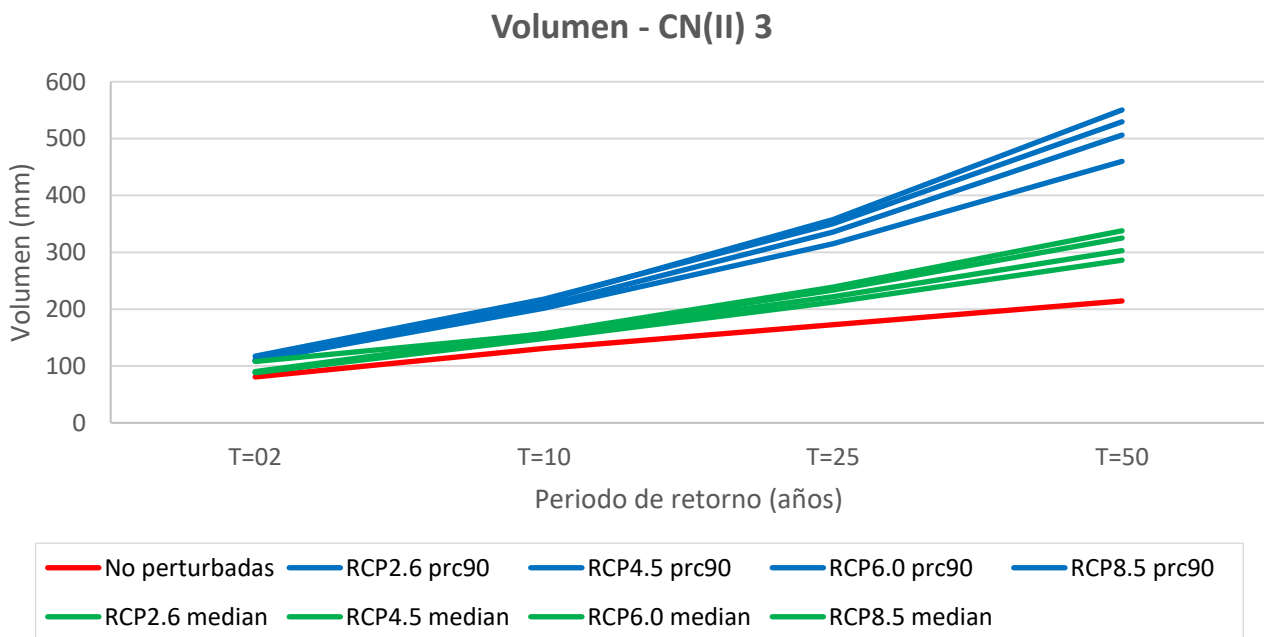


Figura 4.15.- Comparación del volumen para CN(II) 2



4.3.2.3. CN(II) 3

Los resultados obtenidos para el pico de caudal se muestran en la Tabla 4.7.

Tabla 4.7.- Valores de pico de caudal para CN(II) 3

	Pico de caudal (m3/s)				RCP2.6 median	RCP4.5 median	RCP6.0 median	RCP8.5 median	
	No perturbadas	RCP2.6 prc90	RCP4.5 prc90	RCP6.0 prc90					RCP8.5 prc90
T=02	70	91.9	91.8	92.5	96.8	92	73.2	74	75.4
T=10	126.2	169.9	161.3	171.8	169	130.6	131.6	128.6	131.3
T=25	183.9	260.7	235.4	262.1	247.3	188.3	196	185.2	188.4
T=50	250.2	370.5	321.2	367.8	342.5	253.5	271.8	249	247.7

Los resultados obtenidos de volumen se muestran en la Tabla 4.8.

Tabla 4.8.- Valores de volumen para CN(II) 3

	Volumen (mm)				RCP2.6 median	RCP4.5 median	RCP6.0 median	RCP8.5 median	
	No perturbadas	RCP2.6 prc90	RCP4.5 prc90	RCP6.0 prc90					RCP8.5 prc90
T=02	78	106.09	106.67	107.44	114.2	104.95	85.42	86.05	87.4
T=10	127.73	202.62	198.09	210.92	213.82	152.99	145.08	149.72	153.63
T=25	169.15	331.43	311.14	353.49	346.17	229.78	208.6	218.26	234.86
T=50	210.66	501.84	455.62	545.99	525.24	321.02	282.09	298.94	333.76

En las figuras 4.16 y 4.17 se representan los valores indicados en las Tablas 4.7 y 4.8. Para una mejor visualización de los resultados, se ha utilizado un mismo color para representar los modelos climáticos correspondientes al percentil 90 (azul) y para los correspondientes a los valores de mediana (verde).

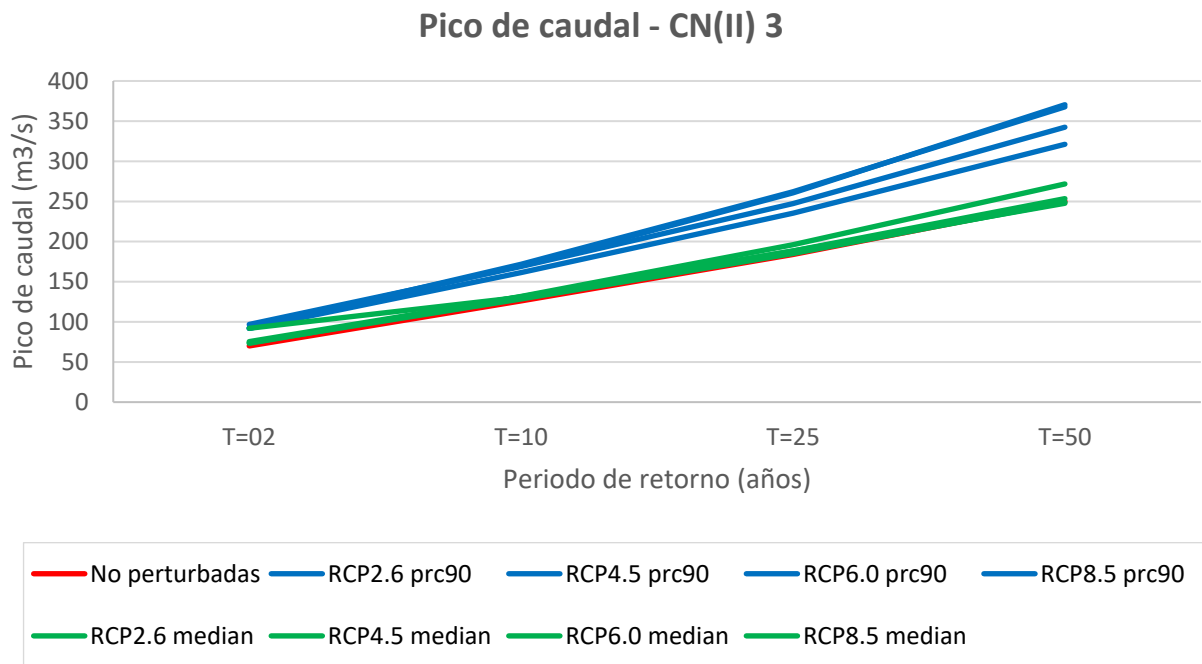


Figura 4.16.- Comparación del pico de caudal para CN(II) 3

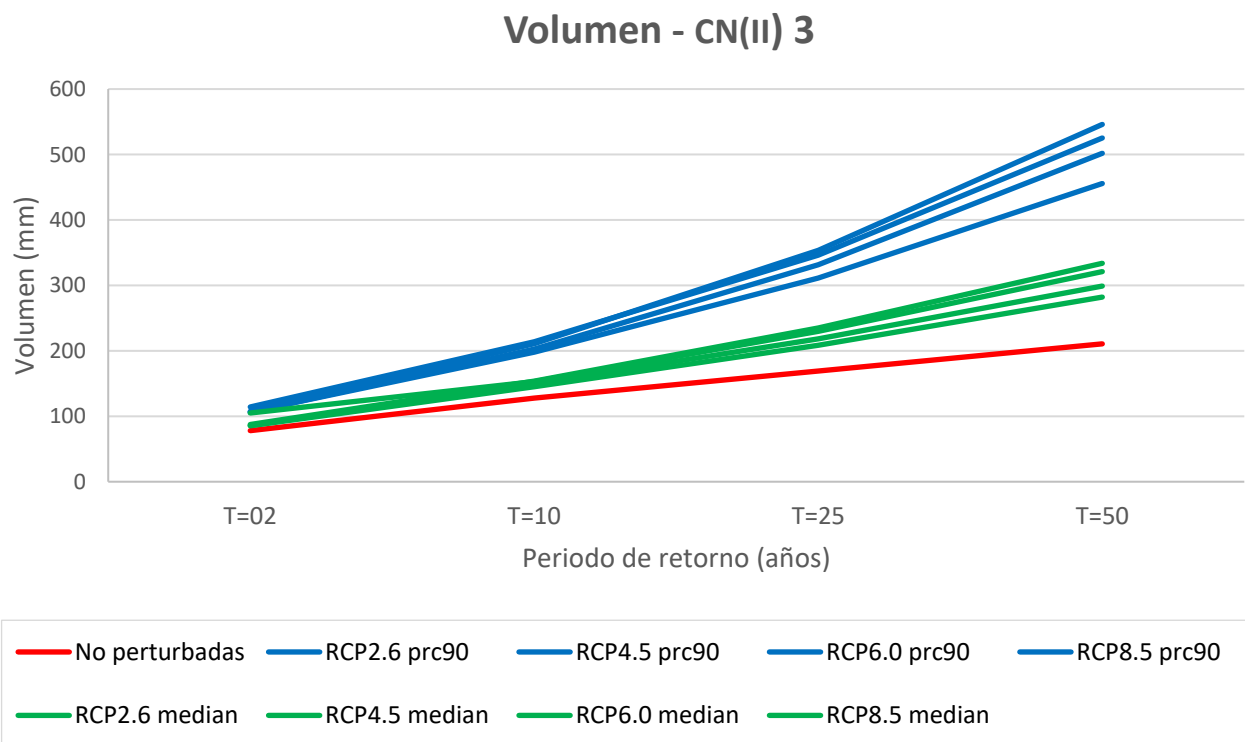


Figura 4.17.- Comparación del volumen para CN(II) 3



4.3.2.4. Resumen de resultados

A partir de los valores reflejados en las tablas y figuras anteriores y analizando por un lado los escenarios climáticos correspondientes al valor percentil 90, y por el otro los escenarios correspondientes al valor mediana, podemos observar que se obtienen unos valores razonablemente análogos tanto de pico como de volumen de caudal, comenzando a existir pequeñas oscilaciones a medida que se aumenta el periodo de retorno. Además, no se percibe un patrón de variación a partir del cual concluir cuál es el modelo climático que arroja un porcentaje de variación mayor. En otras palabras, las puntas de variación no coinciden siempre con el mismo RCP.

Con el objetivo de analizar la influencia del número de curva en los resultados, en las figuras 4.18 y 4.19 se representa el porcentaje de variación mínimo y máximo que se ha obtenido para los distintos RCPs tanto para el volumen como para el pico de caudal, para los diferentes números de curva analizados. Se puede observar cómo los resultados se mantienen relativamente constantes insensibles a los diferentes CN utilizados.

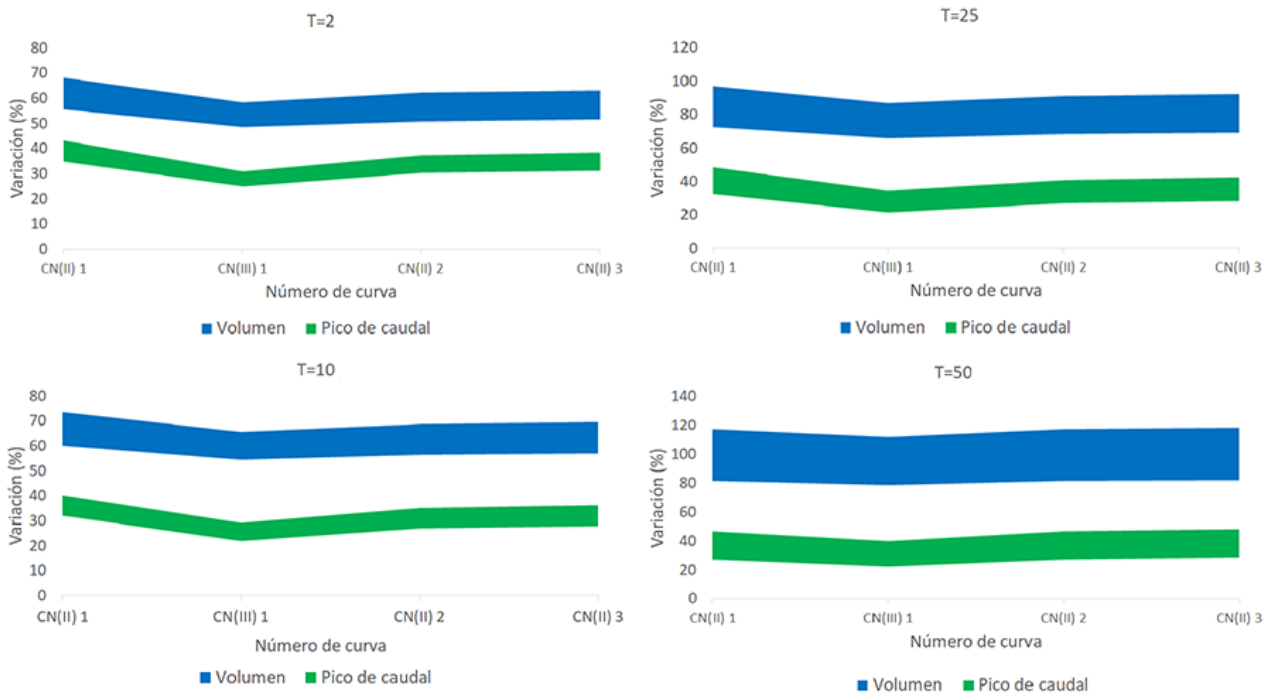


Figura 4.18.- Variación en porcentaje del pico de caudal y el volumen tomando los modelos climáticos del percentil 90

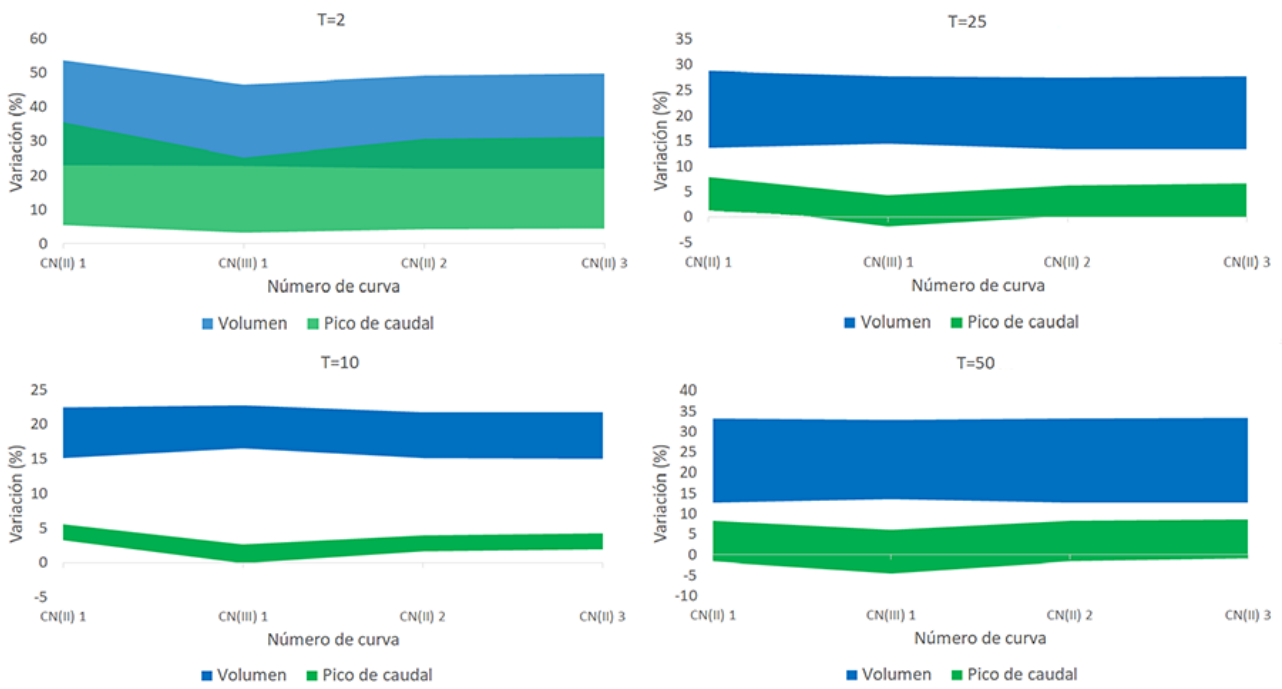


Figura 4.19.- Variación en porcentaje del pico de caudal y el volumen tomando los modelos climáticos del valor mediana



5. CONCLUSIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

En este trabajo se ha presentado el proceso de estimación de series de precipitación futuras en la cuenca del río Con. A partir de proyecciones de modelos climáticos y de series históricas de precipitación se han analizado 170 proyecciones climáticas obtenidas para 4 escenarios climáticos (RCPs) con diferentes modelos globales de clima. Además, se ha trabajado con estas series de precipitación para la estimación de hietogramas de diseño en escenarios climáticos futuros que han podido ser utilizados, en modelos hidrológicos de cálculo de avenidas, para la obtención del volumen y caudal pico correspondiente a estas series.

En la elaboración de este estudio se han ajustado 3 funciones de distribución extremales a los datos de precipitación históricos registrados, así como a las series futuras proyectadas, con el fin de obtener las curvas IDF en la zona de estudio. Finalmente, se ha seleccionado la distribución generalizada de valores extremos (GEV) como función de ajuste.

A partir de la aplicación de los modelos hidrológicos se ha estimado la variación en tanto por ciento del pico de caudal y del volumen para los diferentes escenarios climáticos. Los resultados indican un comportamiento similar entre los diferentes escenarios climáticos, encontrándonos con variaciones análogas especialmente para los periodos de retorno más bajos y sin poder definir un escenario climático que establezca siempre el mayor porcentaje de variación. Además, se visualiza que la variación de volumen es mucho mayor a la de pico de caudal. Esta alteración es posible que se deba al hecho de realizar los cálculos en una cuenca relativamente pequeña como es la del río Con. Lo más adecuado sería analizar si variarían estas diferencias entre volumen y pico de caudal para otros tamaños de cuenca.

Debido a la incertidumbre con la que se trabaja, únicamente es apropiado establecer conclusiones generales sobre la tendencia que ocasionará el cambio climático en el régimen de precipitaciones y caudales en la cuenca del río Con. Así, pese a que se percibe una tendencia a la disminución de la precipitación media mensual (especialmente en la época estival), los resultados obtenidos indican que tanto el volumen como el pico de caudal, en eventos extremos, tenderán a aumentar. Referido al percentil 90, se puede observar en el pico de caudal un aumento menor al 40%, mientras que el volumen presenta al menos un aumento del 60% para todos los periodos de retorno. Analizando ahora la precipitación media, los resultados sugieren un ligero aumento, mucho menos marcado que en el caso de las precipitaciones extremas, hablando en este caso de un aumento del 5% para el pico de caudal y de entorno a un 20% para el volumen.

La, a priori, incoherencia del aumento del volumen y el pico de caudal, pese a la disminución de la precipitación media mensual, es posible que se deba a que también se reducen el número de días lluviosos que se tendrán al año. Sin embargo, es importante aclarar que variaciones en la precipitación media no implican directamente variaciones en los máximos mensuales. Para poder deducir qué efectos producirá esta variación en las inundaciones en el núcleo de Vilagarcía de Arousa, será



necesario llevar a cabo un análisis hidráulico a través de programas de cálculo hidráulico como lo son HEC-RAS o Iber.

Los números de curva utilizados no han sido calibrados con datos reales. Por ello, se hace necesario realizar un cálculo exhaustivo de este valor, pese a que, a la vista de los resultados obtenidos, cambios moderados en la capacidad de infiltración no repercuten de forma relevante en los resultados. Sería especialmente interesante realizar una correcta estimación del Grupo Hidrológico del Suelo al que pertenecen los terrenos de la cuenca del río Con. Pese a que se ha tomado por simplicidad, y sobre todo por su carácter general de tejido urbano discontinuo, que toda la cuenca se encuentra dentro del grupo C, desde el punto de vista de la condición hidrológica, los suelos naturales de la cuenca se podrían enmarcar dentro del grupo B, ya que suelen presentar una alta permeabilidad. Además, las zonas de tejido urbano continuo y las zonas portuarias podrían considerarse dentro del grupo D, debido a su alta impermeabilidad. Se podría considerar incluso el efecto de los incendios derivados de las épocas de sequía en el número de curva, ya que, debido a que la deposición de cenizas en las zonas quemadas es muy elevada y que éstas presentan un elevado grado de hidrofobia, no sería erróneo considerar que estas áreas pertenecen al grupo D.

Siguiendo en esta última línea, en el presente proyecto técnico se han tomado los usos del suelo y la evapotranspiración constantes en el tiempo. Cabe esperar que el cambio climático a lo largo de las próximas décadas, traiga cambios en el uso del suelo que repercutirán en el número de curva y en la evapotranspiración, modificando el resultado obtenido. La propia Herramienta de Perturbación Climática de la *KU Leuven* permite perturbar series de datos de evapotranspiración. Pese a que no se ha considerado la evapotranspiración en el modelaje hidrológico, interesaría evaluar su impacto en los resultados y calcular series de evapotranspiración perturbadas para, en caso de considerarse relevantes, incluirlas en los cálculos hidrológicos.

En este proyecto se recoge el comienzo de una línea de trabajo centrada en el análisis y la validación de escenarios de cambio climático futuros para el cálculo hidrológico de avenidas en cuencas de Galicia, la cual resulta interesante debido a la escasez de estudios análogos realizados en el territorio gallego y también debido a la relevancia indudable que tienen, y tendrán, las inundaciones en los asentamientos de población.



REFERENCIAS

- Change, I. P. on C. (2000). *IPCC SPECIAL REPORT EMISSIONS SCENARIOS Summary for Policymakers Emissions Scenarios*. Retrieved from <https://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/spm/sres-en.pdf>
- Coles, S. (2001). *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. Springer, New York, 208.
- EEA. (2017). *Climate change impacts and vulnerabilities 2016 - An indicator-based report*. Retrieved from <http://www.eea.europa.eu/publications/climate-change-impacts-and-vulnerability-2016>
- Etoh, T. A. M. y M. N. (1987). SQRT-Exponential Type Distribution of Maximum, Hydrologic Frequency Modelling. In *Proceeding of the International Symposium on Flood Frequency and Risk Analyses* (pp. 253–264).
- Fliclima. (1995). Descripción de la metodología del downscaling estadístico. Retrieved from https://www.fliclima.org/metodologia_downscaling_estadistica_FICLIMA.pdf
- Fomento, M. de. (1999). Máximas lluvias diarias en España Peninsular. *Serie Monográfica Del Ministerio de Fomento*. Retrieved from <http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:M?ximas+lluvias+diarias+en+la+Espa?a+Peninsular#0>
- Giorgi, F., & Francisco, R. (2001). Uncertainties in the prediction of regional climate change. *Global Change and Protected Areas*.
- IPCC. (2014). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>
- Lighthill, M., & Whitham, G. (1955). On kinematic waves. Flood movement in long rivers. In *Proceedings Royal Society of London* (pp. 281–346).
- Nakicenovic, N., Alcamo, J., Davis, G., De Vries, B., Fenhann, J., Gaffin, S., ... Dadi, Z. (2000). *Special Report on Emissions Scenarios A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Retrieved from https://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/emissions_scenarios.pdf
- Ntegeka, V., Baguis, P., Roulin, E., & Willems, P. (2014). Developing tailored climate change scenarios for hydrological impact assessments. *Journal of Hydrology*, 508, 307–321. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.001>
- Sánchez, F. J. (2004). La distribución SQRT-ET max. *Dpto Geología - Univ. Salamanca*. Retrieved from <http://web.usal.es/javisan/hidro>
- SCS (Soil Conservation Service). (1972). *National engineering handbook*. Washington, DC, USA.: U. S. Department of Agriculture.
- Solano, M. (2006). *Caracterización extremal del oleaje en la costa catalana*. Universidad Politécnica de Cataluña. Retrieved from <http://hdl.handle.net/2099.1/6042>



- US Army Corps of Engineers. (2015). HEC-HMS Hydrologic Modeling System. *User's Manual - Version 4.1 - CPD-74A*.
- USDA-SCS. (1986). Urban hydrology for small watersheds. Technical Release nº55. Washington, DC, USA.: United Government Printing Office. [https://doi.org/Technical Release 55](https://doi.org/Technical%20Release%2055)
- Uytven, E. V., & Willems, P. (2015). Climate Perturbation Tool, (September).
- Westra, S., Fowler, H. J., Evans, J. P., Alexander, L. V., Berg, P., Johnson, F., Kendon, E. J., Lenderink, G., & Roberts, N. M. (2014). Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall.
- Willems, P., & Vrac, M. (2011). Statistical precipitation downscaling for small-scale hydrological impact investigations of climate change. *Journal of Hydrology*, 402, 193–205.
- Zorraquino, C. (2004). El modelo SQRT-ETmax. *Revista de Obras Públicas*, (3447), 33–37. Retrieved from [http://sfx.bugalicia.org/aco/?url_ver=Z39.88-2004&rft_val_fmt=info%3Aofi%2Ffmt%3Akev%3Amtx%3Ajournal&rft_id=info%3Aasid%2Fdialnet%3Aarticulos&rft.spage=33&rft.atitle=El modelo SQRT-ETmax&rft.title=Revista de Obras Públicas&rft.issn=0034-8619&rft.issue=3447](http://sfx.bugalicia.org/aco/?url_ver=Z39.88-2004&rft_val_fmt=info%3Aofi%2Ffmt%3Akev%3Amtx%3Ajournal&rft_id=info%3Aasid%2Fdialnet%3Aarticulos&rft.spage=33&rft.atitle=El%20modelo%20SQRT-ETmax&rft.title=Revista%20de%20Obras%20P%C3%BAblicas&rft.issn=0034-8619&rft.issue=3447)



ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1.- Visualización del efecto de la variación del nivel umbral o “threshold level” (Solano, 2006).....	12
Figura 2.2.- Ejemplo de curvas Intensidad-Duración-Frecuencia.....	19
Figura 2.3.- Ejemplo de hietograma de diseño calculado por el método de bloques alternos. En la izquierda, sin promediar las puntas, en la derecha, promediando los dos primeros bloques.	21
Figura 2.4.-Esquema de las fases de trabajo del programa HEC-HMS (en inglés el nombre asignado por el programa a cada fase) (US Army Corps of Engineers, 2015).....	23
Figura 2.5.- Hidrograma adimensional del SCS (a) e hidrograma unitario triangular del SCS (b) (SCS (Soil Conservation Service), 1972).....	27
Figura 2.6.- Concentración atmosférica de gases de efecto invernadero: dióxido de carbono (CO ₂ , verde), metano (CH ₄ , naranja) y óxido nitroso (N ₂ O, rojo) (IPCC, 2014).....	32
Figura 2.7.- Concentración de CO ₂ en la atmósfera en los últimos 800.000 años (EEA, 2017)	32
Figura 2.8.- Número de fenómenos de inundación de "muy alta" severidad desde 1980 hasta 2010 (IPCC, 2014).....	35
Figura 2.9.- Cambio en la temperatura media global en superficie de 2006 a 2100 por simulaciones multimodelos. Todos los cambios son en relación con 1986-2005. Las series temporales de las proyecciones y la medición de la incertidumbre se muestran en relación con los escenarios RCP2.6 (azul) y RCP8.5 (rojo) (Change, 2000)(IPCC, 2014).....	37
Figura 2.10.- Cambio en el nivel medio global del mar de 2006 a 2100 por simulaciones multimodelos. Todos los cambios son en relación con 1986-2005. Las series temporales de las proyecciones y la medición de la incertidumbre se muestran en relación con los escenarios RCP2.6 (azul) y RCP8.5 (rojo) (IPCC, 2014).....	37
Figura 3.1.- Ubicación de las estaciones meteorológicas seleccionadas para la obtención de las series históricas de partida	40
Figura 3.2.- Modelización de la cuenca en HEC-HMS.....	45
Figura 4.1.- Porcentaje de cambio mensual en la intensidad de las precipitaciones	51
Figura 4.2.- Porcentaje de cambio en la frecuencia de días lluviosos	52
Figura 4.3.- Porcentaje de variación aplicado en la serie de precipitación de la estación meteorológica de Corón.....	53
Figura 4.4.- Ajuste de las tres distribuciones para el modelo climático RCP8.5 percentil 90	54
Figura 4.5.-Ajuste de las tres distribuciones para el modelo climático RCP6.0 percentil 90.....	54
Figura 4.6.- Comparación de los hietogramas obtenidos para la mediana de los escenarios climáticos en comparación con las series originales sin perturbar	55
Figura 4.7.- Comparación de los hietogramas obtenidos para el percentil 90 de los escenarios climáticos en comparación con las series originales sin perturbar.....	56
Figura 4.8.- Comparación del pico de caudal para CN(II) 1.....	57
Figura 4.9.- Comparación del volumen para CN(II) 1.....	58
Figura 4.10.- Variación en porcentaje del pico de caudal para CN(II) 1.....	58
Figura 4.11.- Variación en porcentaje del volumen para CN(II) 1.....	59
Figura 4.12.- Comparación del pico de caudal para CN(III) 1.....	60
Figura 4.13.- Comparación del volumen para CN(III) 1.....	60
Figura 4.14.- Comparación del pico de caudal para CN(II) 2.....	62
Figura 4.15.- Comparación del volumen para CN(II) 2.....	62
Figura 4.16.- Comparación del pico de caudal para CN(II) 3.....	64
Figura 4.17.- Comparación del volumen para CN(II) 3.....	64
Figura 4.18.- Variación en porcentaje del pico de caudal y el volumen tomando los modelos climáticos del percentil 90..	65
Figura 4.19.- Variación en porcentaje del pico de caudal y el volumen tomando los modelos climáticos del valor mediana	66



ÍNDICE DE TABLAS

<i>Tabla 2.1.- Métodos de obtención de la lluvia neta que proporciona el programa HEC-HMS.....</i>	<i>24</i>
<i>Tabla 2.2.- Métodos de transformación de lluvia en escorrentía superficial disponibles en el programa HEC-HMS</i>	<i>26</i>
<i>Tabla 2.3.- Métodos proporcionados por el programa HEC-HMS para el cálculo del tránsito del hidrograma.....</i>	<i>30</i>
<i>Tabla 2.4.- Características de las Sendas Representativas de Concentración.....</i>	<i>36</i>
<i>Tabla 3.1.- Estaciones meteorológicas de partida</i>	<i>40</i>
<i>Tabla 3.2.- Subcuencas que forman la modelización de la cuenca del río Con</i>	<i>44</i>
<i>Tabla 3.3.- CN en función del uso del suelo y del grupo hidrológico del suelo (SCS (Soil Conservation Service), 1972)</i>	<i>46</i>
<i>Tabla 3.4.- Uso general del suelo y área de cada subcuenca del modelo establecido.....</i>	<i>46</i>
<i>Tabla 3.5.- Números de curva seleccionados para el cálculo de resultados</i>	<i>48</i>
<i>Tabla 3.6.- Parámetro t_{lag} establecido para cada una de las subcuencas.....</i>	<i>49</i>
<i>Tabla 3.7.- Parámetros escogidos para el método de onda cinemática en el modelo establecido</i>	<i>50</i>
<i>Tabla 4.1.- Valores de pico de caudal para CN(II) 1</i>	<i>56</i>
<i>Tabla 4.2.- Valores de volumen para CN(II) 1</i>	<i>57</i>
<i>Tabla 4.3.- Valores de pico de caudal para CN(III) 1</i>	<i>59</i>
<i>Tabla 4.4.- Valores de volumen para CN(III) 1</i>	<i>59</i>
<i>Tabla 4.5.- Valores de pico de caudal para CN(II) 2</i>	<i>61</i>
<i>Tabla 4.6.- Valores de volumen para CN(II) 2</i>	<i>61</i>
<i>Tabla 4.7.- Valores de pico de caudal para CN(II) 3</i>	<i>63</i>
<i>Tabla 4.8.- Valores de volumen para CN(II) 3</i>	<i>63</i>



Anexo 1: Modelos climáticos utilizados

GCM	Modelo	Wm ⁻²	Fuente
1	ACCESS1.0	8.5	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (Australia) & Bureau of Meteorology (Australia)
2	ACCESS 1.3	4.5	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (Australia) & Bureau of Meteorology (Australia)
3	ACCESS 1.3	8.5	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (Australia) & Bureau of Meteorology (Australia)
4	BCC-CSM1.1	2.6	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration (Beijing, China)
5	BCC-CSM1.1	4.5	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration (Beijing, China)
6	BCC-CSM1.1	6.0	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration (Beijing, China)
7	BCC-CSM1.1	8.5	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration (Beijing, China)
8	BCC-CSM1.1	6.0	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration (Beijing, China)
9	BNU-ESM	2.6	Collage of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University (Beijing, China)
10	BNU-ESM	4.5	Collage of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University (Beijing, China)
11	BNU-ESM	8.5	Collage of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University (Beijing, China)
12	CanESM2	2.6	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Victoria, BC, Canada)
13	CanESM2	2.6	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Victoria, BC, Canada)
14	CanESM2	2.6	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Victoria, BC, Canada)
15	CanESM2	2.6	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Victoria, BC, Canada)
16	CanESM2	2.6	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Victoria, BC, Canada)
17	CanESM2	4.5	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Victoria, BC, Canada)
18	CanESM2	4.5	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Victoria, BC, Canada)
19	CanESM2	4.5	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Victoria, BC, Canada)
20	CanESM2	4.5	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Victoria, BC, Canada)
21	CanESM2	4.5	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Victoria, BC, Canada)
22	CanESM2	8.5	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Victoria, BC, Canada)



23	CanESM2	8.5	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Victoria, BC, Canada)
24	CanESM2	8.5	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Victoria, BC, Canada)
25	CanESM2	8.5	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Victoria, BC, Canada)
26	CanESM2	8.5	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Victoria, BC, Canada)
27	CCSM4	2.6	National Center for Atmospheric Research (Boulder, CO, USA)
28	CCSM4	2.6	National Center for Atmospheric Research (Boulder, CO, USA)
29	CCSM4	2.6	National Center for Atmospheric Research (Boulder, CO, USA)
30	CCSM4	4.5	National Center for Atmospheric Research (Boulder, CO, USA)
31	CCSM4	4.5	National Center for Atmospheric Research (Boulder, CO, USA)
32	CCSM4	4.5	National Center for Atmospheric Research (Boulder, CO, USA)
33	CCSM4	6.0	National Center for Atmospheric Research (Boulder, CO, USA)
34	CCSM4	6.0	National Center for Atmospheric Research (Boulder, CO, USA)
35	CCSM4	6.0	National Center for Atmospheric Research (Boulder, CO, USA)
36	CCSM4	8.5	National Center for Atmospheric Research (Boulder, CO, USA)
37	CCSM4	8.5	National Center for Atmospheric Research (Boulder, CO, USA)
38	CCSM4	8.5	National Center for Atmospheric Research (Boulder, CO, USA)
39	CESM1(CAM5)	4.5	National Science Foundation, Department of Energy, & National Center for Atmospheric Research (USA)
40	CESM1(CAM5)	6.0	National Science Foundation, Department of Energy, & National Center for Atmospheric Research (USA)
41	CESM1(CAM5)	8.5	National Science Foundation, Department of Energy, & National Center for Atmospheric Research (USA)
42	CMCC-CESM	8.5	Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti climatici (Bologna, Italy)
43	CMCC-CM	4.5	Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti climatici (Bologna, Italy)
44	CMCC-CM	8.5	Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti climatici (Bologna, Italy)
45	CMCC-CMS	4.5	Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti climatici (Bologna, Italy)
46	CMCC-CMS	8.5	Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti climatici (Bologna, Italy)
47	CNRM-CM5	2.6	Centre National de Recherches Meteorologiques (Toulouse, France), & Centre Europeen de Recherches et de Formation Avancee en Calcul Scientifique (Toulouse, France)
48	CNRM-CM5	4.5	Centre National de Recherches Meteorologiques (Toulouse, France), & Centre Europeen de Recherches et de Formation Avancee en Calcul Scientifique (Toulouse, France)
49	CNRM-CM5	8.5	Centre National de Recherches Meteorologiques (Toulouse, France), & Centre Europeen de Recherches et de Formation Avancee en Calcul Scientifique (Toulouse, France)
50	CSIRO-Mk3 6.0	2.6	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (Australia), Marine and Atmospheric Research (Melbourne, Australia), & Queensland Climate Change Centre of Excellence (Brisbane, Australia)
51	CSIRO-Mk3 6.0	2.6	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (Australia), Marine and Atmospheric Research (Melbourne, Australia), & Queensland Climate Change Centre of Excellence (Brisbane, Australia)
52	CSIRO-Mk3 6.0	2.6	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (Australia), Marine and Atmospheric Research (Melbourne, Australia), & Queensland Climate Change Centre of Excellence (Brisbane, Australia)



85	CSIRO-Mk3 6.0	8.5	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (Australia), Marine and Atmospheric Research (Melbourne, Australia), & Queensland Climate Change Centre of Excellence (Brisbane, Australia)
86	CSIRO-Mk3 6.0	8.5	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (Australia), Marine and Atmospheric Research (Melbourne, Australia), & Queensland Climate Change Centre of Excellence (Brisbane, Australia)
87	CSIRO-Mk3 6.0	8.5	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (Australia), Marine and Atmospheric Research (Melbourne, Australia), & Queensland Climate Change Centre of Excellence (Brisbane, Australia)
88	CSIRO-Mk3 6.0	8.5	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (Australia), Marine and Atmospheric Research (Melbourne, Australia), & Queensland Climate Change Centre of Excellence (Brisbane, Australia)
89	CSIRO-Mk3 6.0	8.5	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (Australia), Marine and Atmospheric Research (Melbourne, Australia), & Queensland Climate Change Centre of Excellence (Brisbane, Australia)
90	EC-EARTH	4.5	Irish Centre for High-End Computing (Ireland)
91	EC-EARTH	8.5	Irish Centre for High-End Computing (Ireland)
92	EC-EARTH	8.5	Irish Centre for High-End Computing (Ireland)
93	FGOALS-g2	2.6	Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences (Beijing, China) & Center for Earth System Science, Tsinghua University (Beijing, China)
94	FGOALS-g2	4.5	Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences (Beijing, China) & Center for Earth System Science, Tsinghua University (Beijing, China)
95	FGOALS-g2	8.5	Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences (Beijing, China) & Center for Earth System Science, Tsinghua University (Beijing, China)
96	GFDL-CM3	2.6	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)
97	GFDL-CM3	4.5	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)
98	GFDL-CM3	6.0	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)
99	GFDL-CM3	8.5	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)
100	GFDL-ESM2G	2.6	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)
101	GFDL-ESM2G	4.5	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)
102	GFDL-ESM2G	6.0	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)
103	GFDL-ESM2G	8.5	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)
104	GFDL-ESM2M	2.6	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)
105	GFDL-ESM2M	4.5	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)
106	GFDL-ESM2M	6.0	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)



107	GFDL-ESM2M	8.5	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)
108	GISS-E2-R	4.5	National Aeronautics and Space Administration (Washington DC, USA), & Goddard Institute for Space Studies (New York, NY, USA)
109	GISS-E2-R	4.5	National Aeronautics and Space Administration (Washington DC, USA), & Goddard Institute for Space Studies (New York, NY, USA)
110	HadGEM2-AO	2.6	National Institute of Meteorological Research (Seoul, South Korea)
111	HadGEM2-AO	4.5	National Institute of Meteorological Research (Seoul, South Korea)
112	HadGEM2-AO	6.0	National Institute of Meteorological Research (Seoul, South Korea)
113	HadGEM2-AO	8.5	National Institute of Meteorological Research (Seoul, South Korea)
114	HadGEM2-ES	2.6	Met Office Hadley Centre (Exeter, UK)
115	HadGEM2-ES	4.5	Met Office Hadley Centre (Exeter, UK)
116	HadGEM2-ES	8.5	Met Office Hadley Centre (Exeter, UK)
117	INM-CM4	4.5	Institute for Numerical Mathematics (Moscow, Russia)
118	INM-CM4	8.5	Institute for Numerical Mathematics (Moscow, Russia)
119	IPSL-CM5A-LR	2.6	Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France)
120	IPSL-CM5A-LR	2.6	Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France)
121	IPSL-CM5A-LR	2.6	Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France)
122	IPSL-CM5A-LR	2.6	Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France)
123	IPSL-CM5A-LR	4.5	Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France)
124	IPSL-CM5A-LR	4.5	Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France)
125	IPSL-CM5A-LR	4.5	Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France)
126	IPSL-CM5A-LR	4.5	Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France)
127	IPSL-CM5A-LR	6.0	Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France)
128	IPSL-CM5A-LR	8.5	Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France)
129	IPSL-CM5A-LR	8.5	Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France)
130	IPSL-CM5A-LR	8.5	Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France)
131	IPSL-CM5A-LR	8.5	Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France)
132	IPSL-CM5A-MR	2.6	Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France)
133	IPSL-CM5A-MR	4.5	Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France)
134	IPSL-CM5A-MR	6.0	Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France)
135	IPSL-CM5A-MR	8.5	Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France)
136	IPSL-CM5B-LR	4.5	Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France)
137	IPSL-CM5B-LR	8.5	Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France)
138	MICRO-ESM-CHEM	2.6	Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo (Chiba, Japan), National Institute for Environmental Studies (Ibaraki, Japan), & Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kanagawa, Japan)
139	MICRO-ESM-CHEM	4.5	Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo (Chiba, Japan), National Institute for Environmental Studies (Ibaraki, Japan), & Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kanagawa, Japan)
140	MICRO-ESM-CHEM	6.0	Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo (Chiba, Japan), National Institute for Environmental Studies (Ibaraki, Japan), & Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kanagawa, Japan)
141	MICRO-ESM-CHEM	8.5	Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo (Chiba, Japan), National Institute for Environmental Studies (Ibaraki, Japan), &



			Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kanagawa, Japan)
142	MIROC-ESM	2.6	Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo (Chiba, Japan), National Institute for Environmental Studies (Ibaraki, Japan), & Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kanagawa, Japan)
143	MIROC-ESM	4.5	Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo (Chiba, Japan), National Institute for Environmental Studies (Ibaraki, Japan), & Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kanagawa, Japan)
144	MIROC-ESM	6.0	Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo (Chiba, Japan), National Institute for Environmental Studies (Ibaraki, Japan), & Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kanagawa, Japan)
145	MIROC-ESM	8.5	Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo (Chiba, Japan), National Institute for Environmental Studies (Ibaraki, Japan), & Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kanagawa, Japan)
146	MIROC5	2.6	Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo (Chiba, Japan), National Institute for Environmental Studies (Ibaraki, Japan), & Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kanagawa, Japan)
147	MIROC5	2.6	Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo (Chiba, Japan), National Institute for Environmental Studies (Ibaraki, Japan), & Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kanagawa, Japan)
148	MIROC5	2.6	Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo (Chiba, Japan), National Institute for Environmental Studies (Ibaraki, Japan), & Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kanagawa, Japan)
149	MIROC5	4.5	Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo (Chiba, Japan), National Institute for Environmental Studies (Ibaraki, Japan), & Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kanagawa, Japan)
150	MIROC5	4.5	Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo (Chiba, Japan), National Institute for Environmental Studies (Ibaraki, Japan), & Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kanagawa, Japan)
151	MIROC5	6.0	Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo (Chiba, Japan), National Institute for Environmental Studies (Ibaraki, Japan), & Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kanagawa, Japan)
152	MIROC5	6.0	Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo (Chiba, Japan), National Institute for Environmental Studies (Ibaraki, Japan), & Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kanagawa, Japan)
153	MIROC5	6.0	Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo (Chiba, Japan), National Institute for Environmental Studies (Ibaraki, Japan), & Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kanagawa, Japan)



154	MIROC5	8.5	Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo (Chiba, Japan), National Institute for Environmental Studies (Ibaraki, Japan), & Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kanagawa, Japan)
155	MIROC5	8.5	Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo (Chiba, Japan), National Institute for Environmental Studies (Ibaraki, Japan), & Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kanagawa, Japan)
156	MIROC5	8.5	Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo (Chiba, Japan), National Institute for Environmental Studies (Ibaraki, Japan), & Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kanagawa, Japan)
157	MPI-ESM-LR	2.6	Max Planck Institute for Meteorology (Hamburg, Germany)
158	MPI-ESM-LR	4.5	Max Planck Institute for Meteorology (Hamburg, Germany)
159	MPI-ESM-LR	8.5	Max Planck Institute for Meteorology (Hamburg, Germany)
160	MPI-ESM-MR	2.6	Max Planck Institute for Meteorology (Hamburg, Germany)
161	MPI-ESM-MR	4.5	Max Planck Institute for Meteorology (Hamburg, Germany)
162	MPI-ESM-MR	8.5	Max Planck Institute for Meteorology (Hamburg, Germany)
163	MIR-CGCM3	2.6	Meteorological Research Institute (Tsukuba, Japan)
164	MIR-CGCM3	4.5	Meteorological Research Institute (Tsukuba, Japan)
165	MIR-CGCM3	6.0	Meteorological Research Institute (Tsukuba, Japan)
166	MIR-CGCM3	8.5	Meteorological Research Institute (Tsukuba, Japan)
167	NorESM1-M	2.6	Norwegian Climate Center (Norway)
168	NorESM1-M	4.5	Norwegian Climate Center (Norway)
169	NorESM1-M	6.0	Norwegian Climate Center (Norway)
170	NorESM1-M	8.5	Norwegian Climate Center (Norway)



Anexo 2: Análisis de la distribución de ajuste

Series originales (no perturbadas)

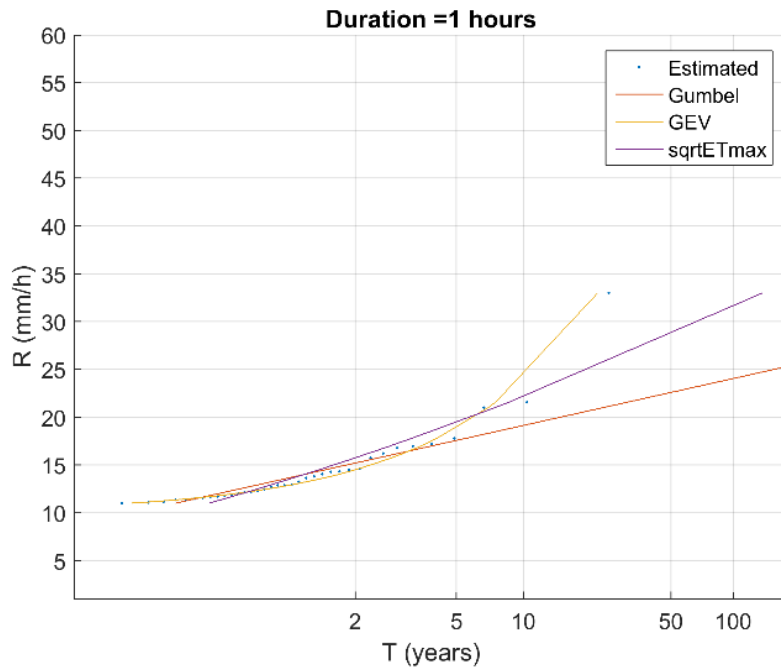


Figura 1.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 1 horas en el análisis de las series originales

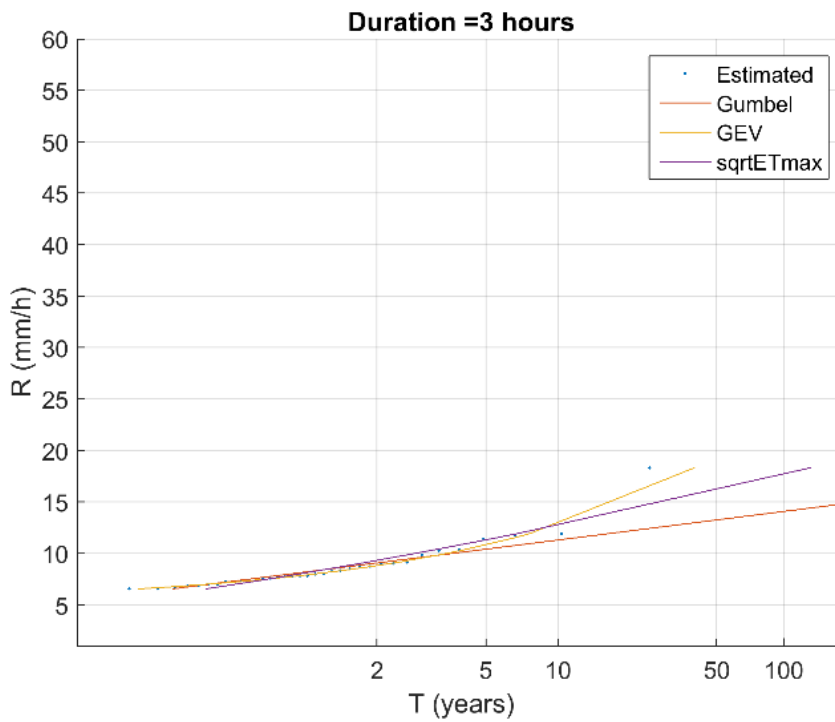


Figura 2.- Ajustes de las distribuciones para una duración de 3 horas en el análisis de las series originales

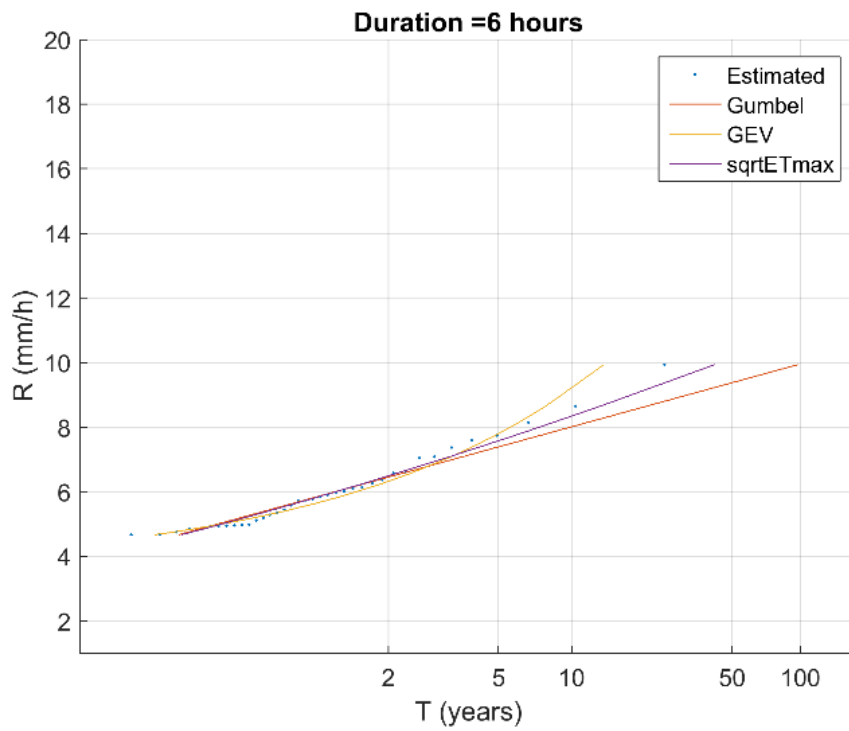


Figura 3.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 6 horas en el análisis de las series originales

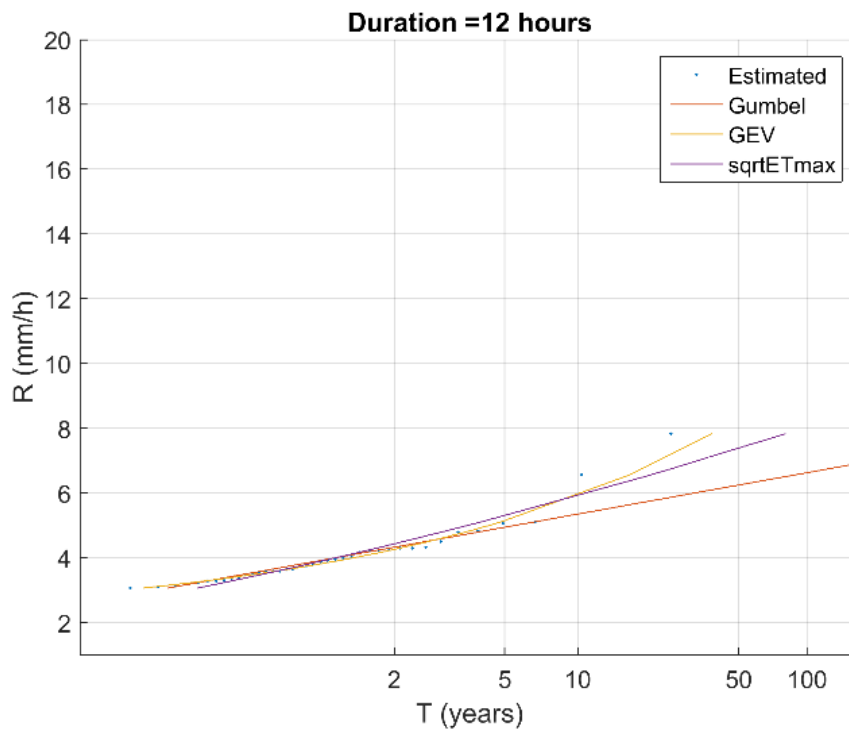


Figura 4.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 12 horas en el análisis de las series originales

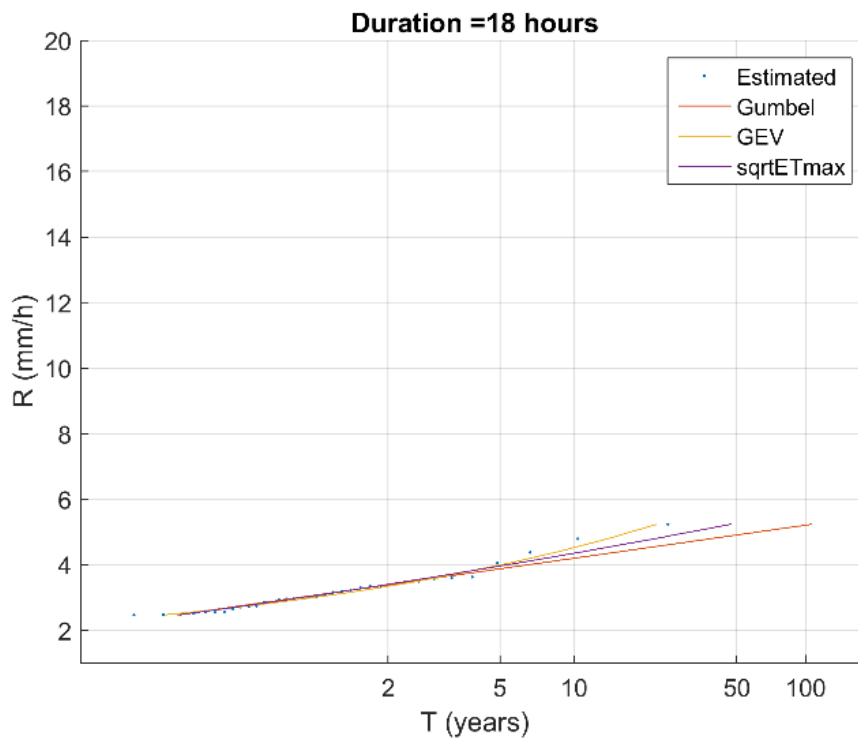


Figura 5.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 18 horas en el análisis de las series originales

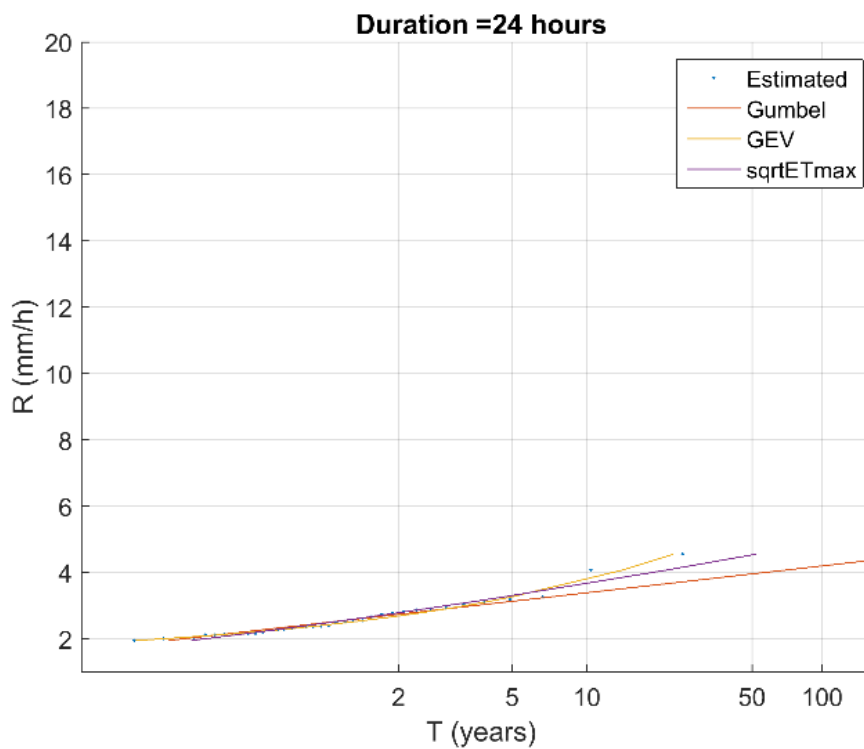


Figura 6.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 24 horas en el análisis de las series originales



RCP8.5 percentil 90

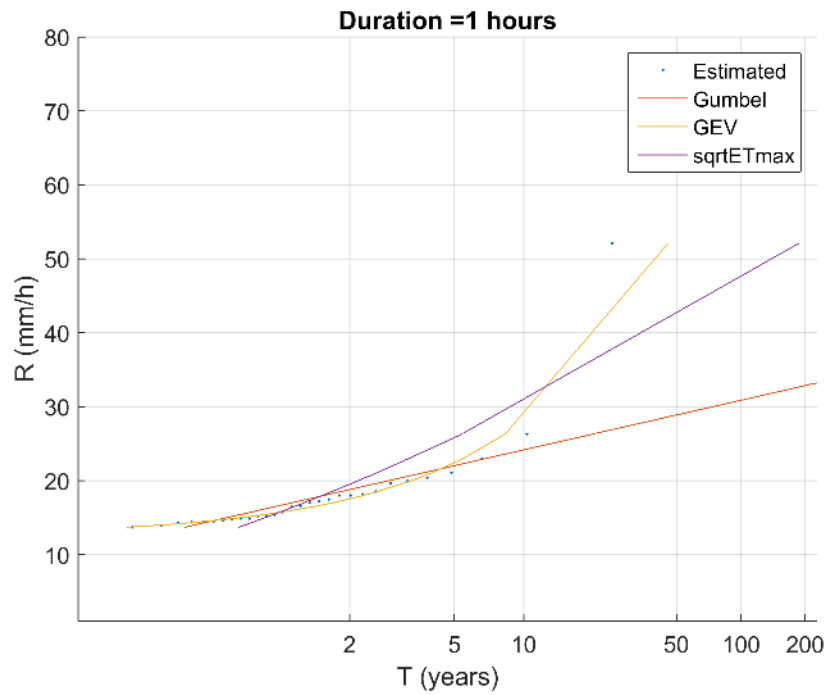


Figura 7.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 1 horas en el análisis de las series correspondientes al modelo climático RCP8.5 percentil 90

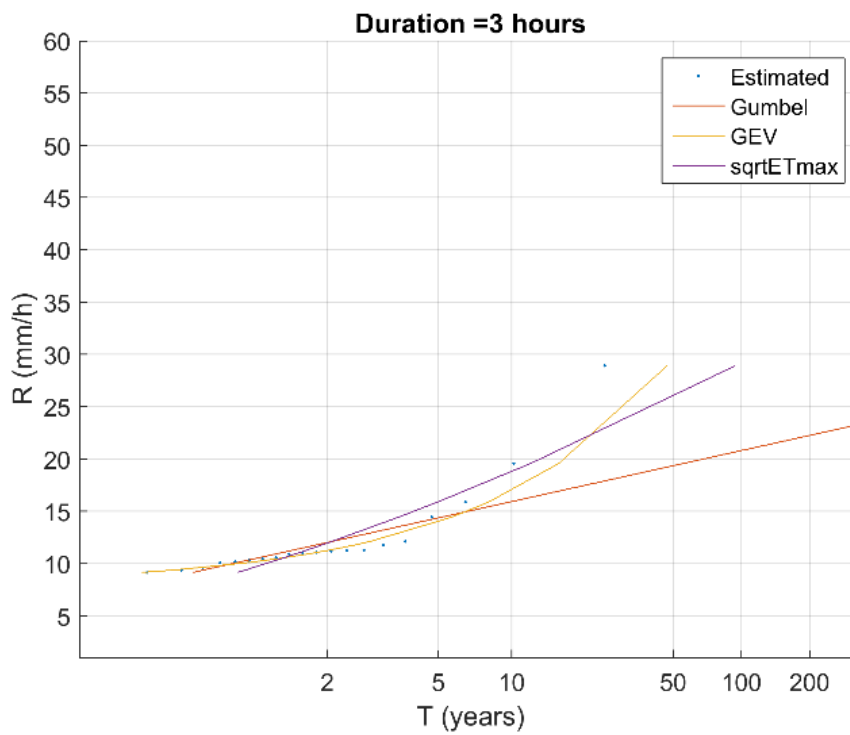


Figura 8.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 3 horas en el análisis de las series correspondientes al modelo climático RCP8.5 percentil 90

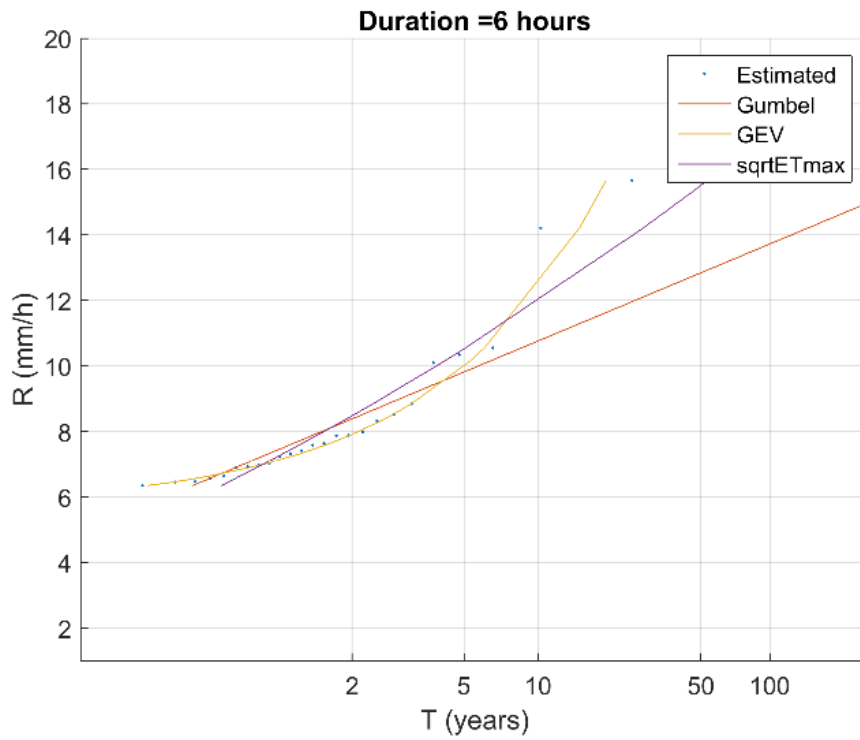


Figura 9.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 6 horas en el análisis de las series correspondientes al modelo climático RCP8.5 percentil 90

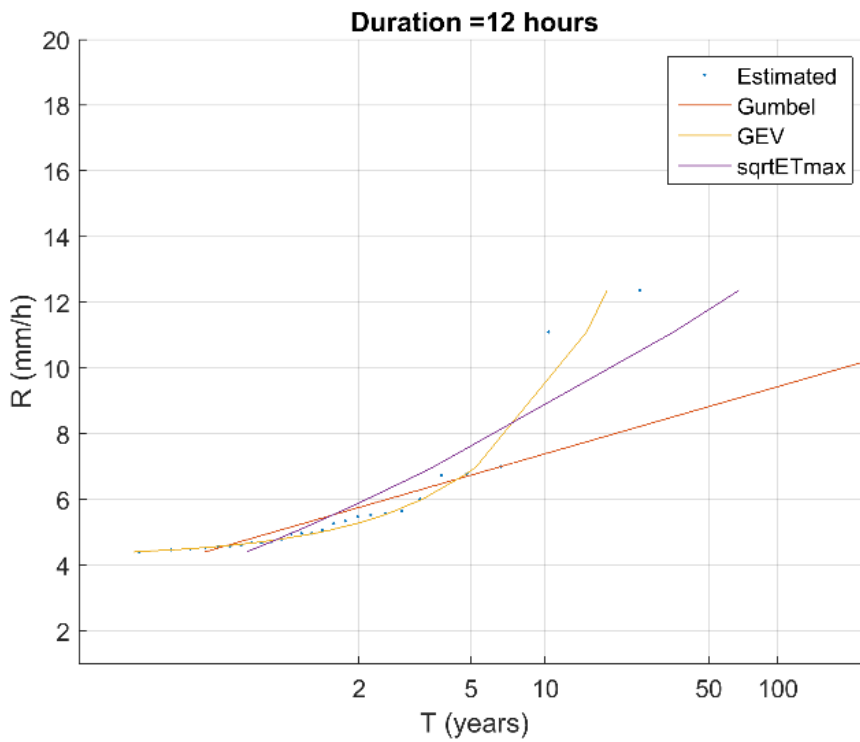


Figura 10.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 12 horas en el análisis de las series correspondientes al modelo climático RCP8.5 percentil 90

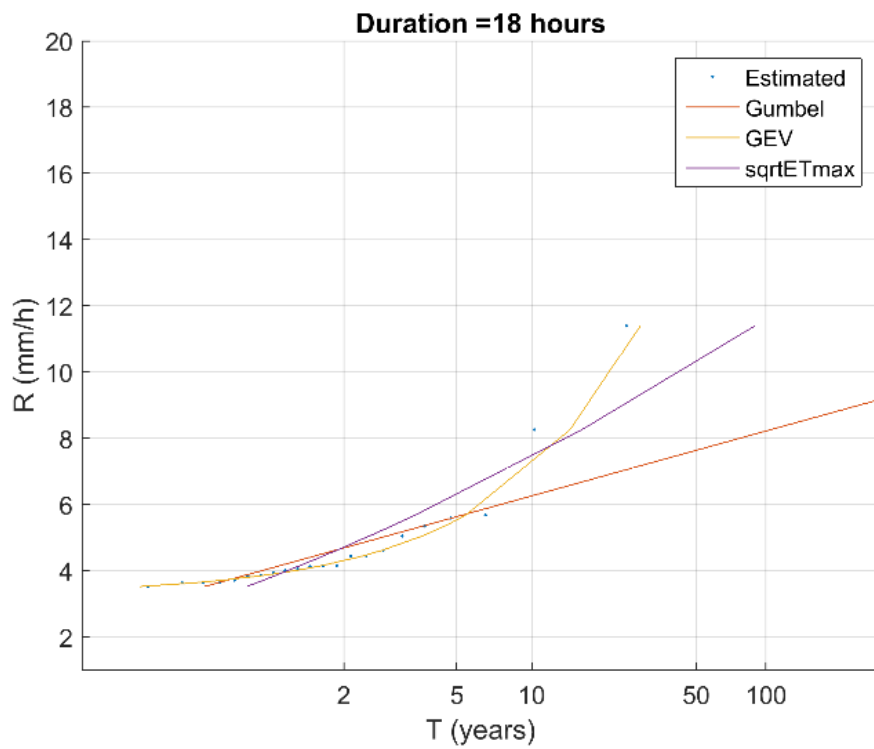


Figura 11.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 18 horas en el análisis de las series correspondientes al modelo climático RCP8.5 percentil 90

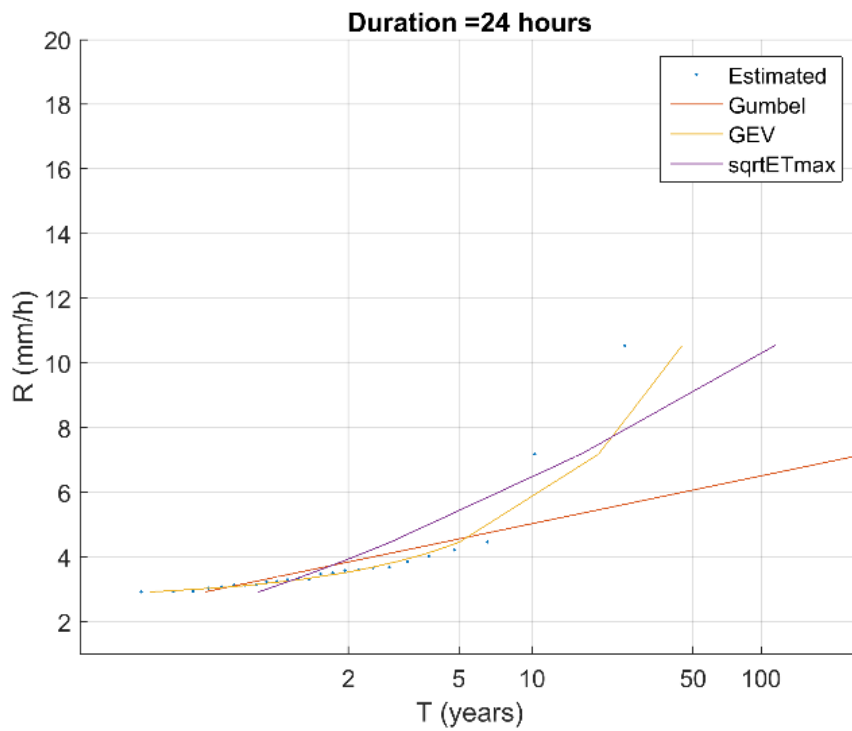


Figura 12.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 24 horas en el análisis de las series correspondientes al modelo climático RCP8.5 percentil 90



RCP4.5 mediana

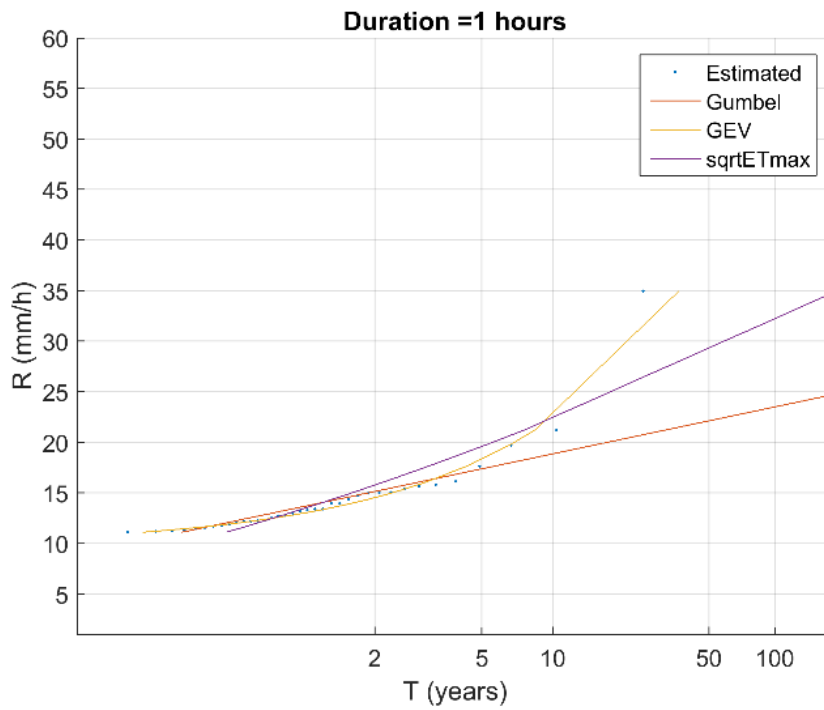


Figura 13.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 1 horas en el análisis de las series correspondientes al modelo climático RCP4.5 mediana

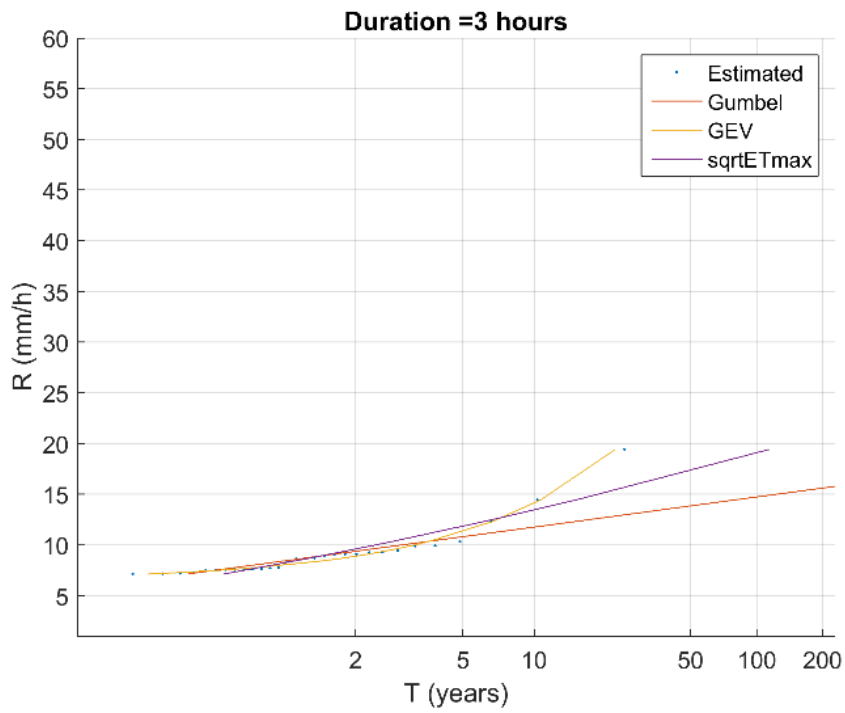


Figura 14.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 3 horas en el análisis de las series correspondientes al modelo climático RCP4.5 mediana

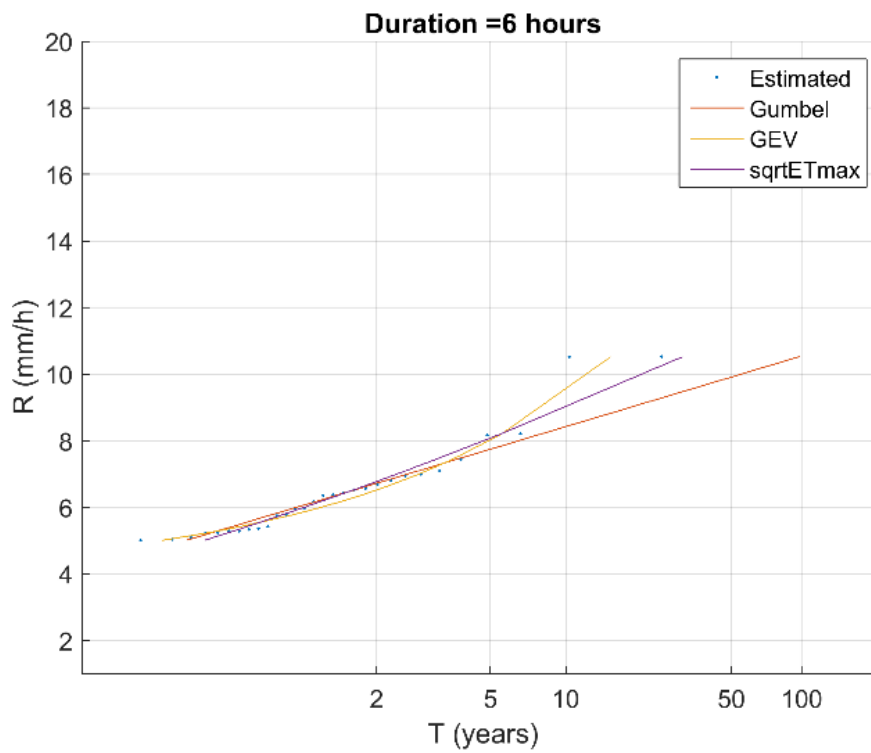


Figura 15.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 6 horas en el análisis de las series correspondientes al modelo climático RCP4.5 mediana

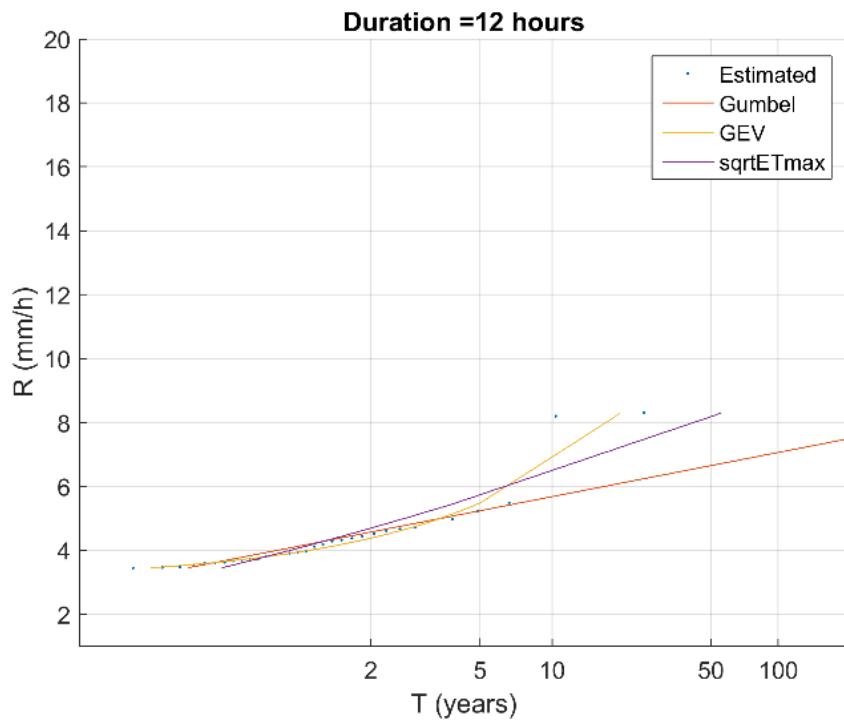


Figura 16.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 12 horas en el análisis de las series correspondientes al modelo climático RCP4.5 mediana

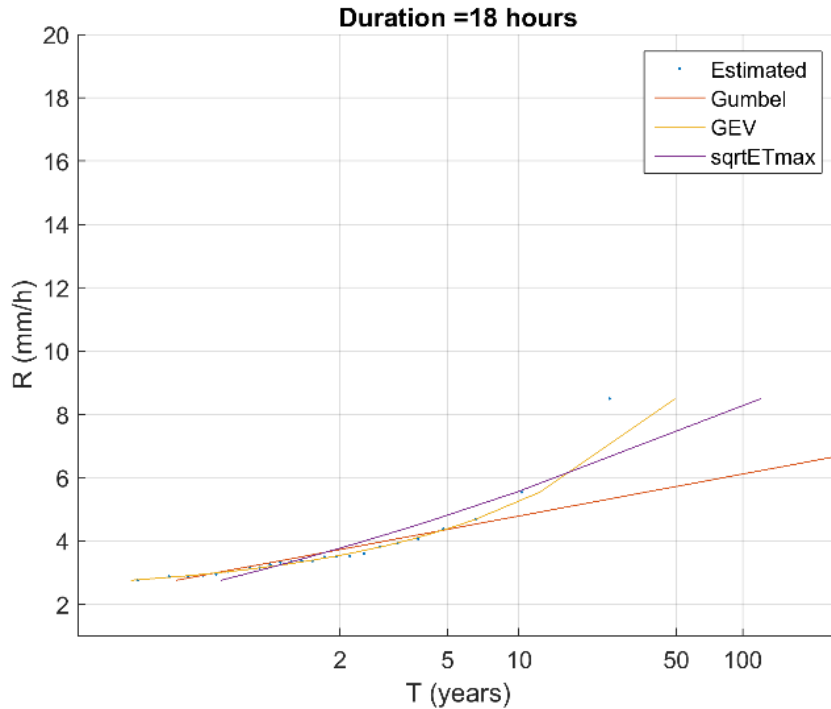


Figura 17.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 18 horas en el análisis de las series correspondientes al modelo climático RCP4.5 mediana

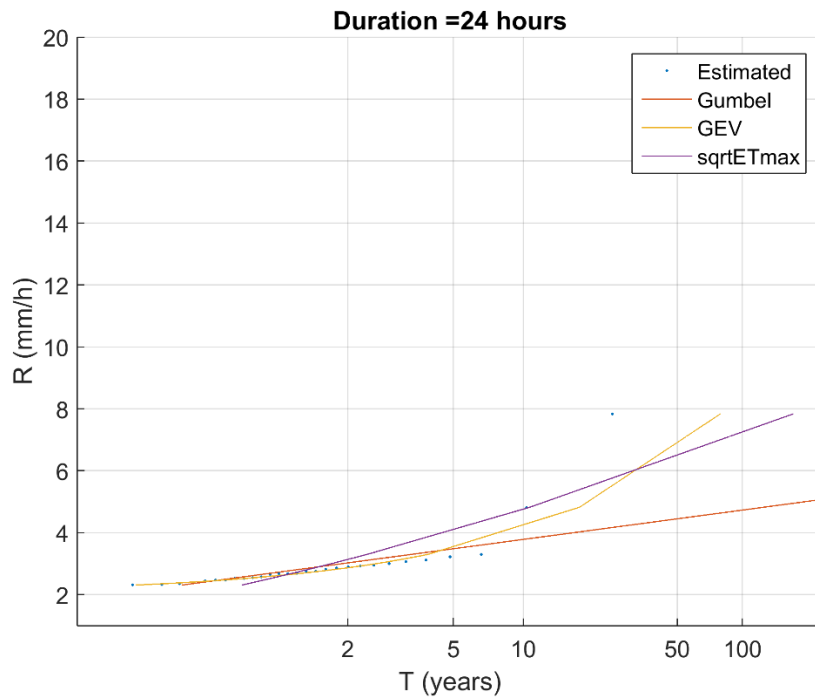


Figura 18.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 24 horas en el análisis de las series correspondientes al modelo climático RCP4.5 mediana

RCP2.6 percentil 90

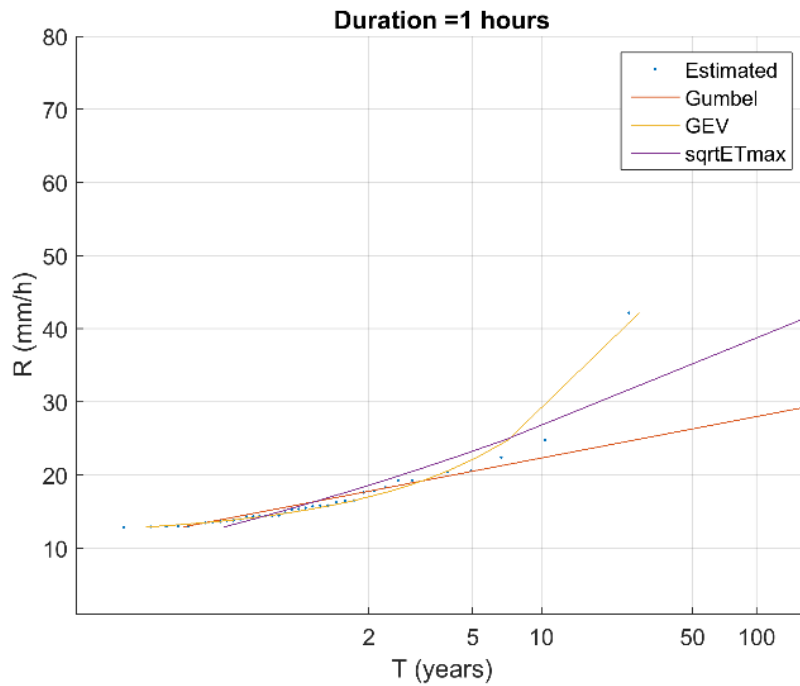


Figura 19.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 1 horas en el análisis de las series correspondientes al modelo climático RCP2.6 percentil 90

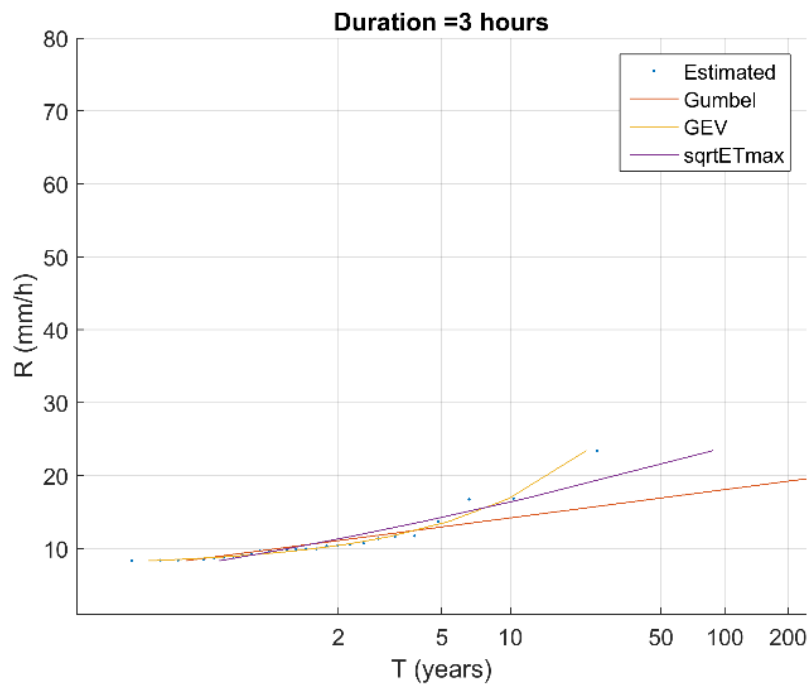


Figura 20.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 3 horas en el análisis de las series correspondientes al modelo climático RCP2.6 percentil 90

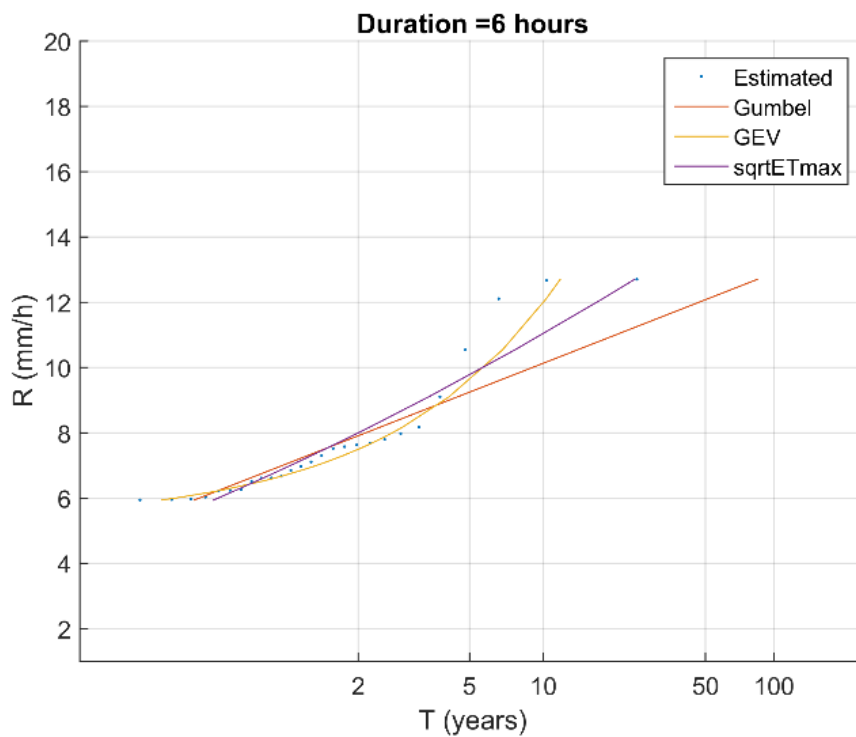


Figura 21.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 6 horas en el análisis de las series correspondientes al modelo climático RCP2.6 percentil 90

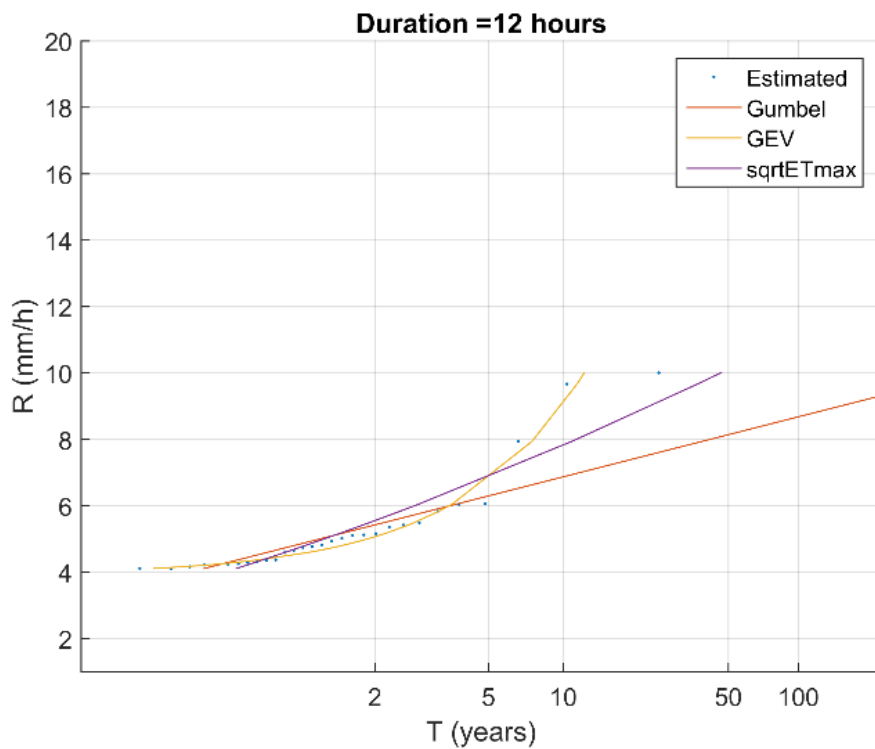


Figura 22.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 12 horas en el análisis de las series correspondientes al modelo climático RCP2.6 percentil 90

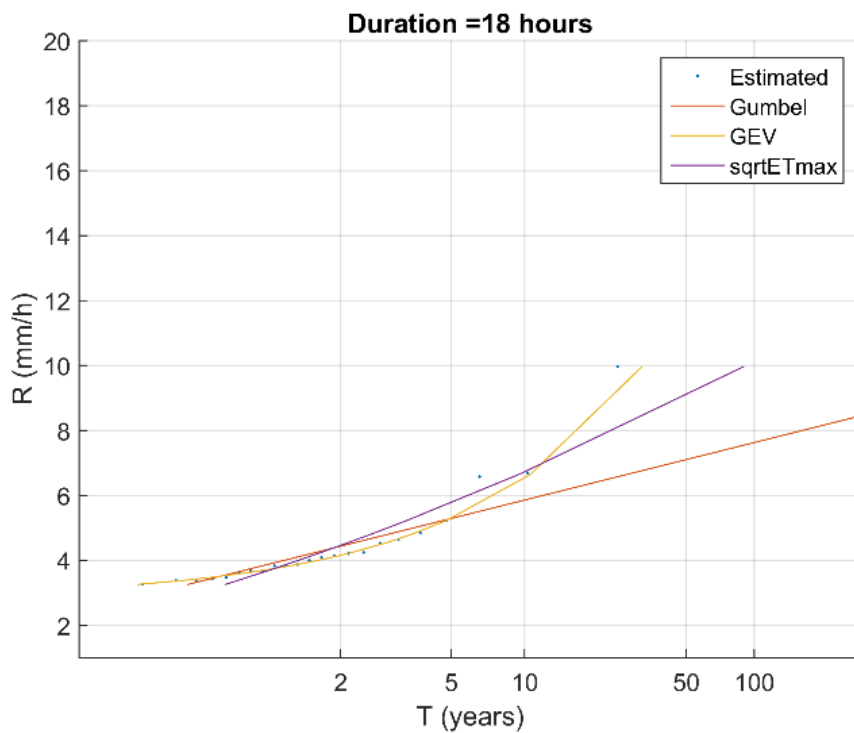


Figura 23.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 18 horas en el análisis de las series correspondientes al modelo climático RCP2.6 percentil 90

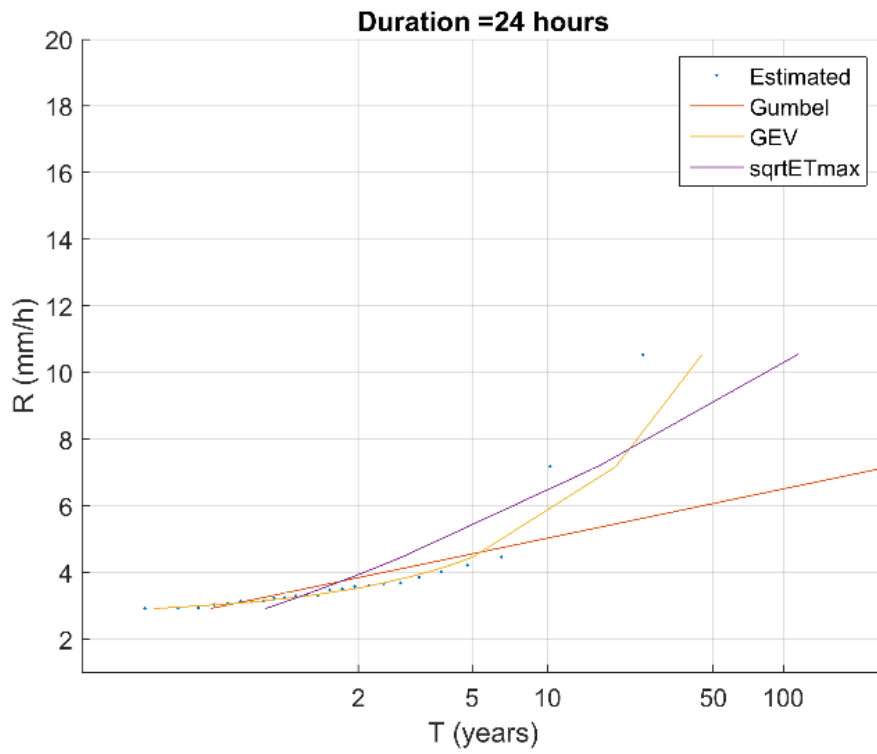


Figura 24.-Ajustes de las distribuciones para una duración de 24 horas en el análisis de las series correspondientes al modelo climático RCP2.6 percentil 90