

**Centro de Investigación Científica y de Educación  
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestría en Ciencias  
en Oceanografía Física**

---

**Homogeneización de datos climáticos y análisis de  
eventos extremos de precipitación en la zona del  
monzón de América del Norte**

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
Maestro en Ciencias

Presenta:

**Brenda Yutziny Mendoza Aguilar**

Ensenada, Baja California, México

2019

Tesis defendida por

**Brenda Yutziny Mendoza Aguilar**

y aprobada por el siguiente Comité

---

Dra. María Tereza Cavazos Pérez  
Directora de tesis

Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson

Dr. Pedro Gilberto López Mariscal



---

Dr. José Gómez Valdés  
Coordinador del Posgrado en Oceanografía Física

---

Dra. Rufina Hernández Martínez  
Directora de Estudios de Posgrado

*Brenda Yutziny Mendoza Aguilar © 2019*

*Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis*

Resumen de la tesis que presenta Brenda Yutziny Mendoza Aguilar como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física .

## **Homogeneización de datos climáticos y análisis de eventos extremos de precipitación en la zona del monzón de América del Norte**

Resumen aprobado por:

---

Dra. María Tereza Cavazos Pérez  
Directora de tesis

El objetivo principal de este trabajo fue analizar eventos extremos de precipitación diaria en la región del monzón de América del Norte (MAN) mediante el enfoque de la Teoría de Valor Extremo (EVT) usando la Distribución Generalizada de Pareto (GPD). Para esto se utilizó la precipitación diaria de 41 estaciones meteorológicas y datos en malla de la región durante el periodo 1980-2015. Debido a las diferencias de precipitación, la región se dividió en dos sub-regiones, el Noroeste de México (NW-MEX) y Arizona-Nuevo México (AZ-NM). Como herramienta previa se hizo un control de calidad (QC) a los datos diarios mediante el software RClindex-ExtraQC y posteriormente los datos se homogeneizaron a escala mensual y diaria mediante HOMER 2.6 y Climatol 3.0, respectivamente. La homogeneización mensual de precipitación generó resultados similares a los obtenidos tras el QC, manteniendo la estructura característica de la precipitación mensual del MAN, mientras que la homogeneización diaria con Climatol 3.0 la modificó drásticamente, por lo que los datos derivados de esta homogeneización no se utilizaron en los análisis posteriores. Las distribuciones de densidad de probabilidad (PDF) empíricas de la precipitación diaria en las tres regiones se ajustó muy bien a las PDF teóricas de la GPD. Aunque las PDF de la precipitación en malla subestimaron las PDF observadas hasta en un 10 %, aún podrían ser muy útiles para hacer comparaciones y evaluaciones de eventos extremos de modelos regionales o globales. Las tendencias de la precipitación anual mostraron una reducción significativa de 30 mm/década en el NW-MEX y de 35 mm/década en AZ-NM; similarmente, la tendencia de la frecuencia de eventos de invierno que sobrepasaron el umbral del percentil 95 (P95) también disminuyó significativamente en ambas regiones (-2 eventos/década), así como la precipitación acumulada anual de los eventos por arriba del umbral P95 (R95p) (-10 mm/década en el invierno). Los periodos de retorno ( $Z_{50}$ ) de 50 años sugieren la ocurrencia de precipitaciones diarias extremas superiores a los 200 mm/d en las zonas costeras del NW-MEX, mientras que en AZ-NM éstas podrían llegar a valores cercanos a los 100 mm/d en zonas de media montaña. De forma estacional, en el NW-MEX las precipitaciones extremas diarias se reducen alrededor de 70 mm/d de verano a invierno, mientras que en AZ-NM, la diferencia estacional es prácticamente nula. En general, las tendencias negativas de la precipitación observadas en la región parecen estar más asociadas a los cambios invernales que a los de la época del monzón en verano.

**Palabras clave: monzón de América del Norte, precipitación extrema, distribución de Pareto generalizada, homogeneización**

Abstract of the thesis presented by Brenda Yutziny Mendoza Aguilar as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Physical Oceanography .

### **Homogenization of climate data and analysis of extreme precipitation events in the North American Monsoon region**

Abstract approved by:

---

Dra. María Tereza Cavazos Pérez  
Thesis Director

The objective of this work was to analyze extreme events of daily precipitation in the North American monsoon (MAN) region using the Extreme Value Theory (EVT) approach with the Generalized Pareto Distribution (GPD). For this, daily precipitation from 41 meteorological stations and gridded precipitation in the region were used for the 1980-2015 period. Due to the differences in precipitation, the region was divided into two sub-regions, Northwest Mexico (NW-MEX) and Arizona-New Mexico (AZ-NM). A quality control (QC) was made to the daily data using the RCLimdex-ExtraQC software and subsequently the data was homogenized at monthly and daily timescales using HOMER 2.6 and Climatol 3.0, respectively. The monthly homogenization of precipitation generated results similar to those obtained after the QC, maintaining the characteristic structure of the monthly precipitation of the MAN, while the daily homogenization with Climatol 3.0 modified it drastically, so the data derived from this homogenization was not used in the extreme event analysis. The empirical probability density functions (PDF) of the daily precipitation in the three regions fitted very well to the theoretical PDF of the GPD. Although the gridded PDFs underestimated the observed distributions by up to 10%, they could still be useful for future comparisons and evaluations of extreme events from regional or global models. Trends in annual precipitation showed a significant reduction of 30 mm/decade in the NW-MEX and 35 mm/decade in the AZ-NM. Similarly, the trend of the frequency of winter events that exceeded the 95th percentile threshold (P95) in both regions showed a significant decrease (-2 events/decade), as well as the annual cumulative precipitation of events above the P95 threshold (R95p) (-10 mm/decade in winter). The 50-year return periods ( $Z_{50}$ ) suggest that extreme daily rainfall exceeding 200 mm/d could occur in the coastal areas of the NW-MEX, while in AZ-NM it could reach to 100 mm/d in mountain areas. Seasonally, daily extreme rainfall in NW-MEX decreases around 70 mm/d from summer to winter, while in AZ-NM the seasonal difference is practically null. In general, the negative precipitation trends observed in the region appear to be more related to changes during winter than during the summer monsoon season.

**Keywords: North American monsoon, precipitation extremes, generalized Pareto distribution, homogenization**

## **Dedicatoria**

***A Yut...***

## **Agradecimientos**

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada por todo el conocimiento y el apoyo económico proporcionado durante mi estancia.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría. No. de becario: 712869

A la Dra. Tereza Cavazos por su gran apoyo y dedicación como directora de tesis.

Al Dr. Gilberto López y el Dr. Cuauhtémoc Turrent por su orientación, sugerencias y comentarios.

A los compañeros de tutoría y su valiosa ayuda.

A mis autodenominados "sobrinos" por todo el apoyo académico y moral (directa e indirectamente dado)... Sin ustedes nada de esto sería posible.

A mi familia... ¡Los quiero eh!, ¡Los quiero!

## Tabla de contenido

	Página
Resumen en español .....	ii
Resumen en inglés .....	iii
Dedicatoria .....	iv
Agradecimientos .....	v
Lista de figuras .....	vii
Lista de tablas .....	xi
<b>Capítulo 1. Introducción</b>	
1.1. Objetivos .....	4
1.1.1. Objetivo general .....	4
1.1.2. Objetivos específicos .....	4
1.2. Zona de estudio .....	5
<b>Capítulo 2. Metodología</b>	
2.1. Datos .....	7
2.2. Control de calidad (QC) .....	8
2.3. Homogeneización mensual con HOMER 2.6 .....	11
2.4. Homogeneización diaria con Climatol 3.0 .....	15
2.5. Climatologías de la precipitación diaria .....	19
2.6. Análisis de valores extremos .....	21
2.6.1. Distribución de Pareto Generalizada (GPD) .....	22
2.6.2. Estimación de parámetros .....	24
2.6.3. Estimación de niveles de retorno .....	24
2.6.4. R-extRemes .....	25
<b>Capítulo 3. Resultados</b>	
3.1. QC de precipitación con RCLimDex-ExtraQC .....	27
3.2. Homogeneización de la precipitación mensual regional con HOMER 2.6 .....	27
3.3. Homogeneización de la precipitación diaria regional con Climatol 3.0 .....	29
3.4. Análisis de eventos extremos de precipitación diarios .....	32
3.4.1. Tendencias de la precipitación diaria extrema .....	32
3.4.2. Análisis de la precipitación extrema con GPD .....	39
3.4.3. Precipitación extrema por estación .....	39
3.4.4. Precipitación extrema regional .....	46
<b>Capítulo 4. Discusión</b>	
<b>Capítulo 5. Conclusiones</b>	
<b>Literatura citada .....</b>	<b>55</b>

## Lista de figuras

Figura	Página
1. Topografía (m) de la República Mexicana y sur de EUA. El rectángulo marca los límites utilizados en el presente trabajo como la región principal de influencia del Monzón de América del Norte (MAN) donde existen estaciones climatológicas con más de 30 años de datos continuos (puntos rojos, 41 estaciones; los triángulos negros son estaciones de apoyo). . . . .	6
2. Ejemplo de productos gráficos de RCLimDex-ExtraQC para la precipitación (> 0 mm) en la estación de Sanalona, Sinaloa. Diagramas de cajas de a) Precipitación mensual y de b) Precipitación anual, c) Diagrama de frecuencia de los 10 valores posibles del punto decimal de precipitación diaria.	10
3. Ejemplo de ficheros de texto de RCLimDex-ExtraQC para la precipitación diaria de la estación de Sanalona, Sinaloa. (izquierda) Valores de precipitación atípicos y (derecha) valores excesivamente elevados (> 200 mm/día).	10
4. Esquema de funcionamiento de HOMER 2.6 para la homogeneización de series de datos climáticos. Tomado de Domonkos <i>et al.</i> (2011). . . . .	11
5. Ejemplo de las diferencias entre pares de series de precipitación diaria mensual. (Arriba) Serie inhomogénea con $j_k$ puntos de quiebre en $K_k$ subperíodos y sus respectivas medias (líneas naranjas). (Abajo) Serie homogénea. . . . .	12
6. Esquema de funcionamiento de Climatol 3.0, mostrando sus procesos iterativos. Tomado de Guijarro (2018a) . . . . .	17
7. Histogramas de inhomogeneidades mediante los máximos SNHT en las 47 estaciones de AZ-NM encontrados en la aplicación por ventanas escalonadas (izquierda) y sobre las series completas (derecha), obtenidos con Climatol 3.0. Frecuencias pequeñas indica que la serie es homogénea. . . .	18
8. Precipitación anual media (mm) para el periodo 1980-2013 obtenida de la base en malla de Livneh <i>et al.</i> (2013). El rectángulo interior representa la zona del monzón en este trabajo. . . . .	19
9. Precipitación media acumulada (mm) de (izquierda) invierno extendido (nov-abr) y (derecha) verano extendido (jun-oct) para el periodo 1980-2013 obtenidas de la base en malla de Livneh <i>et al.</i> (2013). . . . .	20
10. Regionalización de la zona de estudio. El rectángulo superior gris delimita el área de la región de AZ-NM, el rectángulo inferior verde el área de la región del NW-MEX y la unión de ambos, la región del NAM. Los puntos rojos representan las 41 estaciones climatológicas homogeneizadas utilizadas en el análisis. . . . .	20
11. Representación esquemática de la cola de la función de densidad de probabilidad de la precipitación diaria, que tiene una distribución sesgada hacia la izquierda. Tomada de Cubasch <i>et al.</i> (2013). . . . .	23

## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
12. Funciones de densidad de probabilidad de GPD para cada uno de los tres tipos de comportamiento de la cola de acuerdo a la forma $\xi$ . El parámetro de escala $\sigma$ varía para ampliar las diferencias en el comportamiento de la cola. La línea vertical discontinua muestra el límite superior de la distribución Beta. Tomada de Gilleland y Katz (2013). . . . .	23
13. Número total anual de puntos de quiebre (PQ) detectados en las estaciones de la región del MAN en el periodo 1980-2015 mediante HOMER 2.6 para la homogeneización de la precipitación mensual. . . . .	28
14. (Izquierda) PQs detectados utilizando HOMER 2.6 en las 142 series de precipitación mensual. (Derecha) Series de precipitación mensual que presentaron PQs por década. . . . .	28
15. Comparación del ciclo anual de precipitación (mm) para las 41 estaciones principales en la región del MAN en el periodo 1980-2015. Con los datos originales (línea punteada con círculos llenos), datos con QC mediante RClimDex-ExtraQC (línea continua y asteriscos) y datos homogeneizados mensualmente con HOMER 2.6 (línea punteada con rombos vacíos). . . . .	29
16. Número total anual de PQ detectados en las 142 series de precipitación diaria de la región MAN del periodo 1980-2015 mediante Climatol 3.0. . . . .	30
17. (Izquierda) PQ detectados en las 142 series de precipitación mensual. (Derecha) Series de precipitación mensual que presentaron PQ por década, utilizando Climatol 3.0. . . . .	30
18. Igual que la Figura 15, pero incluyendo el ciclo mensual de precipitación (mm) con datos diarios homogeneizados con Climatol 3.0 (línea punteada con triángulos vacíos). . . . .	31
19. Comparación de la precipitación total anual (mm) de 41 estaciones en la región MAN en el periodo 1980-2015, con los datos originales, datos con QC mediante RClimDex-ExtraQC, datos homogeneizados mensualmente con HOMER 2.6 y datos homogeneizados diariamente con Climatol 3.0. . . . .	31
20. Precipitación total anual, de verano e invierno observada (mm) en las regiones del MAN, NW-MEX y AZ-NM, obtenidas a partir de las 41 estaciones de estudio que las conforman (Figura 10) para el periodo 1980-2015. . . . .	33
21. Umbrales estacionales de precipitación diaria extrema (P95) de verano (izquierda) e invierno (derecha) en la región del MAN. El promedio de P95 del verano es 37.0 mm/d y en invierno es de 29.8 mm/d, obtenidos a partir de las 41 estaciones de registro del periodo 1980-2015. El sombreado representa a la topografía (m). . . . .	34

## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
22. Umbrales anuales de P95 de la región del MAN obtenidos a partir de 41 estaciones de registro del periodo 1980-2015. El P95 anual promedio del MAN es 34.1 mm/d. . . . .	35
23. Frecuencia de eventos por año que superaron el umbral P95 en el NW-MEX (columna izquierda) y AZ-NM (columna derecha) en el periodo 1980-2015, donde la línea punteada representa la tendencia y las líneas horizontales representan la media del periodo $\pm 1$ desviación estándar. Se muestra la ecuación lineal de la pendiente; dos asteriscos (**) representan tendencias significativas al 95% y un asterisco (*) tendencias significativas al 90%. . . . .	36
24. Precipitación acumulada/año (mm) de los eventos por arriba del umbral P95 (R95p) en el NW-MEX (columna izquierda) y en AZ-NM (columna derecha) en el periodo 1980-2015. Símbolos igual que en la Figura 23. . . . .	37
25. Igual que en la Figura 24 pero en porcentaje (%). . . . .	38
26. Distribuciones empíricas de probabilidad (PDF) de la precipitación diaria observada en las 41 estaciones y con datos en malla de Livneh <i>et al.</i> (2013) anual (arriba), de verano (centro) y de invierno (abajo). En negro se muestran las distribuciones la región del MAN, en verde la del NW-MEX y en rojo la de AZ-NM; los círculos abiertos son los datos de Livneh en puntos de malla cercanos a los datos observados. . . . .	40
27. PDF teórica de Pareto ajustada a los datos empíricos de precipitación diaria (mm) observada de verano en el periodo 1980-2015 en las tres regiones de estudio (MAN, NW-MEX y AZ-NM). . . . .	41
28. PDF teórica de Pareto ajustada a los datos empíricos de precipitación diaria (mm) en malla de Livneh <i>et al.</i> (2013) de verano en el periodo 1980-2015 en las tres regiones de estudio (MAN, NW-MEX y AZ-NM). . . . .	42
29. Ejemplo de los diagramas de diagnóstico de la GPD para la precipitación diaria anual en Sanalona, Sinaloa (región NW-MEX) del periodo 1980[Pleaseinsertintopreamble]2015. Se muestra desde la parte superior izquierda a la inferior derecha: probabilidad, cuantiles, datos empíricos observados con la función de densidad ajustada y nivel de retorno. Los cuantiles están en mm/d. . . . .	44
30. Periodos de retorno de precipitación extrema diaria anual (mm/d) en las 41 estaciones de estudio para (izquierda) 20 años ( $Z_{20}$ ) y (derecha) 50 años ( $Z_{50}$ ). El tamaño y coloración del círculo se asocia a la cantidad de precipitación extrema esperada. . . . .	45

## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
31. Niveles de retorno regionales para la precipitación extrema diaria (mm) de verano con intervalos de confianza de aproximación normal al 95 % para las regiones del MAN, NW-MEX y AZ-NM. Nótese la diferencia de escalas en el eje y. . . . .	47
32. Igual que la Figura 31, pero para el invierno. . . . .	48

## Lista de tablas

Tabla	Página
1. Lista de las 41 estaciones climatológicas en la región de estudio que tienen más de 30 años de datos diarios continuos. . . . .	8
2. Número de valores que se consideraron sospechosos después de la inspección visual para cada prueba del control de calidad utilizando RClimDex-ExtraQC a 142 series de precipitación diaria en la región del MAN y resumen de los valores corregidos o rechazados. . . . .	27
3. Características promedio de la precipitación total y de los extremos de precipitación diaria a escala anual y estacional en las tres regiones de estudio para el periodo 1980-2015. Dos asteriscos (**) representan tendencias significativas al 95 % y un asterisco (*) tendencias significativas al 90 %. . . . .	38
4. Lista de parámetros $\mu$ (umbral), $\sigma$ (escala) y $\xi$ (forma) estimados de los modelos GP para la precipitación extrema diaria anual en las 41 estaciones de estudio de la región del MAN para el periodo 1980-2015. $\mu$ y $\sigma$ se dan en <i>mm/d</i> . . . . .	43
5. Lista de parámetros estimados de los modelos GP para la precipitación diaria extrema promedio en las regiones de estudio, MAN, NW-MEX y AZ-NM, del periodo 1980-2015. El umbral ( $\mu$ ) y la escala ( $\sigma$ ) se dan en <i>mm/d</i> . . . . .	46

## Capítulo 1. Introducción

---

Según Cubasch *et al.* (2013), un evento extremo de precipitación es un evento “raro” o poco frecuente para un lugar y época del año particular. La definición de “raro” depende del usuario y del tipo de análisis; hay estudios en la región del monzón de América del Norte (MAN) que consideran extremos desde el percentil 90 o 95 de una serie de datos (e.g., Cavazos *et al.*, 2008; García-Cueto *et al.*, 2014) hasta el percentil 99 (e.g., Arriaga-Ramírez y Cavazos, 2010). El Grupo de Expertos del Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) considera una serie de 27 índices climáticos extremos de temperatura y precipitación, basados en diferentes definiciones de días extremos (Cubasch *et al.*, 2013). En muchos casos los eventos que producen estos valores extremos pueden tener un alto impacto en el medio ambiente por lo que es relevante estudiarlos. De forma global, la importancia de entender y modelar con precisión los eventos extremos se ha intensificado, particularmente en las ciencias físicas y ambientales donde pueden considerarse como indicadores del cambio climático (Gilleland y Katz, 2013).

En la región del MAN se presentan lluvias intensas año con año y algunos de estos eventos de lluvia extrema provocan daños y muerte, pero también ayudan a llenar las principales presas en la región, que se utilizan para riego, generación de energía eléctrica, suministro agrícola y doméstico (CNA, 2016). Las lluvias convectivas de verano y el paso de ciclones tropicales aportan la mayor precipitación diaria extrema en la región de MAN (Cavazos *et al.*, 2008; Arriaga-Ramírez y Cavazos, 2010). Las lluvias extremas producidas por las vaguadas durante el verano contribuyen entre 20% y 25% de la precipitación anual (Ramírez-González, 2016), estos sistemas dominan la variabilidad sinóptica durante el verano en el noroeste de México y están presentes, en promedio, durante 55 de los 122 días del periodo junio-septiembre (Ramírez-González, 2016). Durante el invierno, la lluvia extrema es producida por el paso de frentes fríos y vaguadas en la corriente de chorro, las cuales algunas veces interactúan con ríos atmosféricos (Knippertz y Martin, 2007).

En trabajos como los de Cavazos *et al.* (2008) y Arriaga-Ramírez y Cavazos (2010), quienes utilizaron el método de percentiles, encontraron un incremento en intensidad, así como en la contribución de precipitaciones extremas en verano en las zonas montañosas de la región del MAN, derivado del paso de ciclones tropicales. Otros in-

vestigadores como Kharin y Zwiers (2005), Panorska *et al.* (2007), Cavanaugh *et al.* (2015) y Luong *et al.* (2017) han analizado las lluvias extremas de la región utilizando la teoría de valores extremos. Esta teoría se enfoca en estudiar la distribución de probabilidad de las colas de una serie de datos. Para el caso del monzón, Cavanaugh *et al.* (2015) y Luong *et al.* (2017) utilizaron la distribución tipo Pareto para estudiar los extremos de precipitación. En este trabajo también se evalúa la precipitación extrema mediante la distribución generalizada de Pareto.

Existen varias herramientas estadísticas basadas en la teoría de valores extremos (Coles, 2001) que se utilizan para analizar extremos de variables climatológicas. Estas herramientas se desarrollaron originalmente para determinar la probabilidad de ocurrencia de valores muy extremos que pudieran ocurrir fuera del rango de la muestra observada, como el problema de estimar valores de retorno superiores a 50 o 100 años en base a una muestra de 30 o 40 años de observaciones (Zwiers *et al.*, 2013). Un ejemplo de estas herramientas es el paquete en R *extRemes* (Gilleland y Katz, 2013, 2016), el cual se utilizó en esta tesis.

Para llevar a cabo un análisis de eventos extremos de precipitación más preciso, es necesario que los datos utilizados sean confiables y representativos. Sin embargo, muchas bases de datos tienen problemas de representatividad temporal y/o espacial. Existen factores técnicos (desgaste de sensores, reemplazo de instrumentos, cambio de procedimientos o personal de observación) y ambientales (reubicación de la estación, modificación en el entorno inmediato del sitio u ocurrencia de fenómenos extremos), que afectan la exactitud de las observaciones (Tuomenvirta y Heino, 1996). Según Peterson *et al.* (1998) estos factores pueden causar discontinuidades agudas mientras que otros, particularmente el cambio del entorno alrededor de la estación, pueden causar sesgos graduales e introducir perturbaciones anómalas en las series de datos. Estas inhomogeneidades pueden generar series de tiempo con tendencias y climatologías espurias; por lo tanto, es de suma importancia analizarlas para determinar cuál es la causa de las anomalías observadas, si son reales, si no lo son, si se pueden corregir o descartar partes de la serie, o definitivamente eliminar los datos de esa estación.

Una serie climática se considera homogénea cuando las condiciones de medición de la estación no han variado con el tiempo, de modo que sus variaciones responden

exclusivamente a causas climáticas; mientras que una serie es inhomogénea cuando contiene discontinuidades o saltos debidos a causas no relacionadas con el clima. La homogeneización es un procedimiento que se lleva a cabo sobre las series de datos meteorológicos para detección y corrección de alteraciones artificiales con el fin de tener un conjunto de valores exclusivamente climáticos (Beaulieu *et al.*, 2008).

En las últimas décadas se han desarrollado varios métodos para detectar y eliminar los efectos de los cambios artificiales en series climáticas de forma diaria y mensual (Peterson *et al.*, 1998), los cuales parten desde dos enfoques distintos. El primero es la homogeneización absoluta, en la cual se aplican pruebas estadísticas a los datos de cada estación por separado. El segundo es el enfoque de homogeneización relativa, en el que se trabaja sobre un conjunto de estaciones de referencia y se asume que éstas comparten condiciones climáticas similares con sus vecinas, por lo que los datos observados en todos los sitios dentro de la misma región climática deberían estar altamente correlacionados, tener una variabilidad similar y diferir sólo por factores de escala y variabilidad aleatoria (Costa y Soares, 2009). El método más común para elegir las estaciones de referencia es seleccionar las estaciones vecinas que presenten mayor correlación con el sitio candidato (Tayanç *et al.*, 1998; Mestre *et al.*, 2013).

La homogeneización relativa que se va a utilizar en esta tesis utiliza diversas técnicas estadísticas para evaluar la calidad y estructura de los datos como la Prueba de Homogeneidad Normal Estándar (SNHT, por sus siglas en inglés), así como técnicas que se basan en análisis de varianza lineal (ANOVA) para detectar puntos de cambio en la tendencia de una serie temporal (Venema *et al.*, 2012; Mestre *et al.*, 2013).

En este trabajo se utilizaron dos software para la homogeneización a escala mensual y diaria, HOMER 2.6 y Climatol 3.0 respectivamente, los cuales son reconocidos como los métodos de homogeneización con menos errores (Venema *et al.*, 2012). HOMER 2.6 se ha utilizado en varias regiones de Europa para la homogeneización de temperatura y precipitación. Algunos autores como Prats *et al.* (2013) generaron una base de datos homogeneizados de temperaturas de los Pirineos para el periodo 1950-2010, para posteriormente obtener tendencias de largo plazo. Bližňák *et al.* (2015) homogeneizaron series de temperatura máxima, mínima y presión de Portugal, Asia y África, comparando diferentes métodos, entre ellos HOMER 2.6. Encontraron un impacto positivo en el ajuste de las tres variables en la mayoría de los casos. Por su parte,

Pérez-Zanón *et al.* (2016) homogeneizaron series de temperatura máxima, temperatura mínima y precipitación a escala mensual en la región central de los Pirineos para el periodo 1910-2013, con las cuales realizaron análisis de tendencias para diferentes periodos y estaciones anuales, encontrando resultados acordes a otros estudios en la región.

Climatol 3.0 comprende un conjunto de funciones automáticas para el control de calidad, llenado de datos faltantes y homogeneización de series de variables climatológicas usando el método SNHT. Por ejemplo, Hernández-García *et al.* (2012) utilizó Climatol 3.0 en la región de Murcia, España, con resultados consistentes y Firat *et al.* (2011) lo utilizó para detectar inhomogeneidades en las series de precipitación de más de 200 estaciones de Turquía.

En México hay muy pocos trabajos que han utilizado técnicas de homogenización en datos de temperatura y precipitación. Aguilar *et al.* (2005) homogeneizaron temperatura y precipitación (mediante una prueba basada en regresión de dos fases), para posteriormente analizar cómo ha cambiado el clima extremo en Centro y Sur América. Montero-Martínez *et al.* (2018) utilizó Climatol 3.0 para homogeneizar datos de precipitación y temperatura en estaciones de las cuencas de los ríos Conchos y Usumacinta, con los que posteriormente calcularon índices de cambio climático.

## **1.1. Objetivos**

### **1.1.1. Objetivo general**

Generar una base de datos diarios de precipitación homogeneizada y hacer un análisis de eventos extremos de precipitación en la zona del monzón de América del Norte.

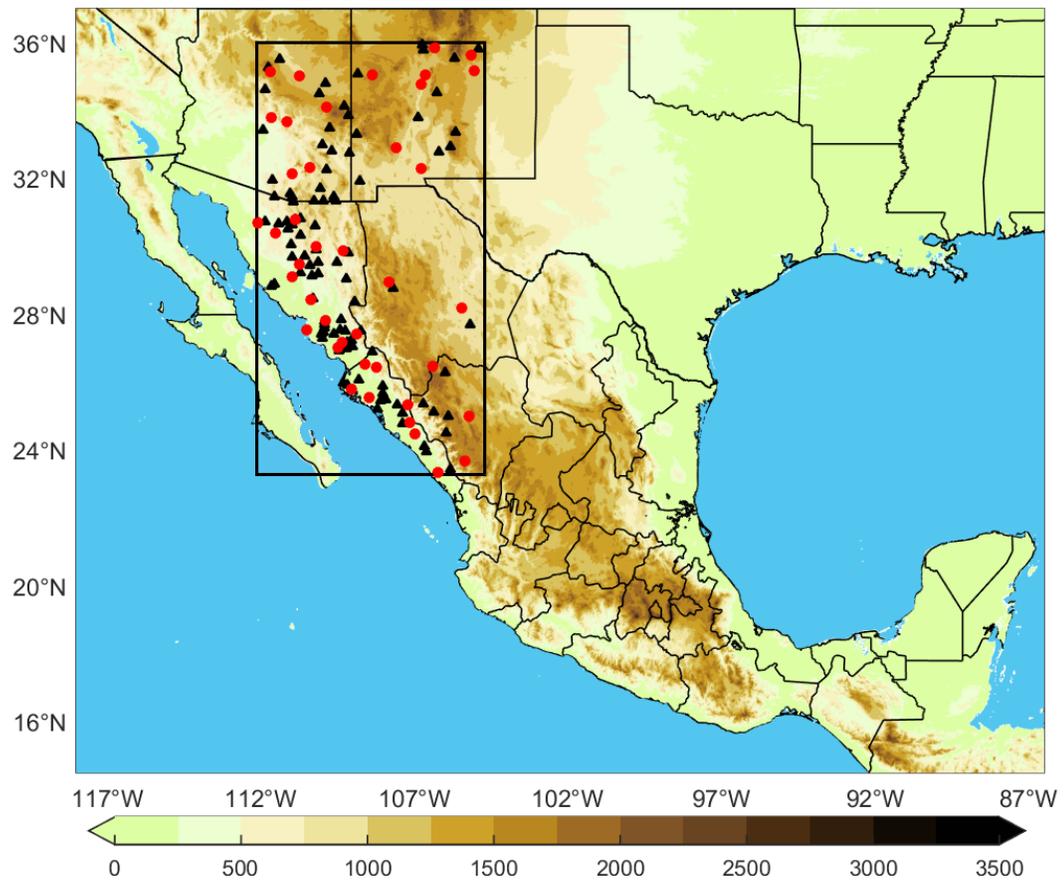
### **1.1.2. Objetivos específicos**

- Hacer un control de calidad preliminar de los datos diarios de precipitación con RClindex-ExtraQC.
- Homogeneizar datos mensuales y diarios de precipitación para estaciones de la región del monzón con HOMER 2.6 y CLIMATOL 3.0, respectivamente.

- Hacer una inter-comparación de los datos homogeneizados de precipitación (RClimdex-ExtraQC, HOMER 2.6 y CLIMATOL 3.0).
- Usar la Teoría de Valores Extremos para analizar los eventos extremos de precipitación diaria, así como sus periodos de retorno y determinar si hay tendencias significativas anuales y estacionales en la zona del monzón.

## **1.2. Zona de estudio**

Este estudio se centra en el noroeste de México (NW-MEX) y el suroeste de Estados Unidos de América (AZ-NM) donde estacionalmente se generan lluvias asociadas al monzón de América del Norte (MAN) debido a la presencia de la Sierra Madre Occidental (SMO) y al contraste térmico que se establece en verano entre la región oceánica y la región continental adyacente (Turrent, 2009; Turrent y Cavazos, 2009). La dimensión de la región del MAN es aproximadamente de 1400 km en dirección norte-sur y 750 km en dirección este-oeste. La topografía del noroeste de México va desde el nivel del mar en la zona costera del Golfo de California en Sonora y Sinaloa hasta 3000 msnm en la SMO, mientras que AZ-NM tienen la influencia de las Montañas Rocosas, donde se alcanzan altitudes cercanas a 4000 msnm (Figura 1).



**Figura 1.** Topografía (m) de la República Mexicana y sur de EUA. El rectángulo marca los límites utilizados en el presente trabajo como la región principal de influencia del Monzón de América del Norte (MAN) donde existen estaciones climatológicas con más de 30 años de datos continuos (puntos rojos, 41 estaciones; los triángulos negros son estaciones de apoyo).

## Capítulo 2. Metodología

---

### 2.1. Datos

Se analizaron datos diarios de precipitación a escala anual, para el verano extendido (junio-octubre) y el invierno extendido (noviembre-abril) de estaciones climatológicas distribuidas en la región del MAN. Para México se usaron los datos observados de CLICOM (US-Climate Computing Project) del SMN, los cuales están disponibles en <http://clicom-mex.cicese.mx>, mientras que para EUA se utilizó el SC-ACIS (Applied Climate Information System) que proporciona acceso a los datos climáticos diarios de las estaciones meteorológicas en la Red Global de Clima Histórico (GHCN, por sus siglas en inglés), y están disponibles en <http://scacis.rcc-acis.org/>.

En la porción mexicana de la región de estudio (Figura 1) se encontraron inicialmente 393 estaciones climáticas localizadas en los cuatro estados que la conforman, mientras que en EUA se encontraron 1283. En ambos casos con periodos variables de registro. La primera etapa consistió en la selección de estaciones con más de 30 años de datos continuos y recientes, con al menos 80% de información; con este filtro el número de estaciones representativas que se seleccionaron se redujo a 95 en México y 47 en EUA para el periodo (en su mayoría) del 1 de enero de 1980 al 31 de diciembre de 2015. Finalmente, tras pasar por los métodos de homogenización, se seleccionaron 41 series como las más adecuadas (26 en México y 15 en EUA) que incluyen más del 95% de los registros diarios para el mismo periodo (Ver Tabla 1 y Figura 1), y 101 estaciones de apoyo (triángulos negros en la Figura 1) para la homogeneización y el análisis de valores extremos.

De forma complementaria, como apoyo en la etapa de control de calidad para la comparación y evaluación de datos extremos sospechosos, se utilizó la base CLICOM Ciclones, disponible en <http://clicom-mex.cicese.mx/ciclones>. También se usó la base de datos diarios en malla de Livneh *et al.* (2013) (<ftp://livnehpublicstorage.colorado.edu/public/Livneh.2013.CONUS.Dataset>) que tiene una resolución de 6 km. De esta base se tomaron series de precipitación diaria del punto de malla más cercano a cada una de las 41 estaciones que se muestran en la Tabla 1.

**Tabla 1.** Lista de las 41 estaciones climatológicas en la región de estudio que tienen más de 30 años de datos diarios continuos.

País	Estado	Estación	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	Periodo	% de datos faltantes de precipitación	
México	Son	Banamichi	30.00°N	110.20°W	675	1980-2015	1.9	
	Son	Ciano	27.01°N	109.49°W	31	1980-2015	3.3	
	Son	El Cajón	29.47°N	110.75°W	390	1980-2014	5.1	
	Son	Granados	29.86°N	109.31°W	529	1981-2015	6.2	
	Son	Guaymas	27.55°N	110.51°W	13	1980-2015	0.7	
	Son	Hermosillo	29.10°N	110.97°W	221	1980-2015	0.2	
	Son	Imuris	30.78°N	110.86°W	840	1980-2015	0.8	
	Son	Las Panelas	27.41°N	108.88°W	169	1980-2014	2.8	
	Son	Pitiquito	30.7°N	112.10°W	284	1980-2015	0.8	
	Son	Presa Alvaro Obregón	27.82°N	109.90°W	87	1980-2015	1.2	
	Son	Punta de Agua I	28.44°N	110.37°W	245	1980-2015	4.9	
	Son	Tesia	27.17°N	109.36°W	52	1980-2015	3.0	
	Son	Trincheras	30.40°N	111.53°W	510	1980-2015	4.9	
	Sin	Guasave	25.56°N	108.46°W	22	1980-2014	5.5	
	Sin	Guatenipa	25.34°N	107.22°W	512	1980-2015	1.1	
	Sin	Los Mochis	25.80°N	109.03°W	11	1980-2012	9.1	
	Sin	Presa Miguel Hidalgo Costilla	26.52°N	108.59°W	144	1980-2012	10.0	
	Sin	Sanalona II	24.80°N	107.15°W	104	1980-2015	1.7	
	Sin	Santa Cruz de Alaya	24.49°N	106.97°W	109	1980-2015	5.3	
	Sin	Siqueiros	23.34°N	106.24°W	40	1980-2015	2.5	
	Sin	Yecorato	26.43°N	108.22°W	400	1980-2012	8.9	
	Dgo	Chinacates	25.01°N	105.20°W	2050	1980-2014	2.6	
	Dgo	El Salto	23.69°N	105.36°W	2538	1980-2014	3.5	
	Chih	Delicias	28.19°N	105.46°W	1173	1980-2013	6.1	
	Chih	El Vergel	26.48°N	106.39°W	2740	1980-2013	7.7	
	Chih	Tejolocachi	28.76°N	107.69°W	1920	1980-2011	4.7	
	Estados Unidos	AZ	Bartlett Dam	33.81°N	111.65°W	503	1980-2015	10.1
		AZ	Tucson Intl AP	32.13°N	110.96°W	777	1980-2015	0.0
		AZ	Cascabel	32.32°N	110.41°W	974	1980-2015	3.9
		AZ	Flagstaff Pulliam AP	35.14°N	111.67°W	2135	1980-2015	0.3
		AZ	Mc Nary 2N	34.11°N	109.86°W	2237	1980-2015	2.1
		AZ	Roosevelt 1 WNW	33.67°N	111.15°W	672	1980-2015	2.2
		AZ	Winslow Muni AP	35.03°N	110.72°W	1489	1980-2015	0.0
NM		El Morro Natl AP	35.04°N	108.35°W	2202	1980-2015	0.9	
NM		Las Lunas 3 SSW	34.77°N	106.76°W	1475	1980-2015	0.6	
NM		Hillsboro	32.92°N	107.57°W	1605	1980-2015	0.9	
NM		State University	32.28°N	106.76°W	1184	1980-2015	0.3	
NM		Los Alamos	35.86°N	106.32°W	2263	1980-2015	1.8	
NM		Las Vegas Municipal AP	35.65°N	105.14°W	2095	1980-2015	0.3	
NM		Albuquerque Intl AP	35.04°N	106.62°W	1618	1980-2015	0.0	
NM		Dilia	35.18°N	105.06°W	1570	1980-2015	0.6	

## 2.2. Control de calidad (QC)

El control de calidad (QC, por sus siglas en inglés) es un paso necesario e imprescindible para el correcto análisis de series climáticas; debe realizarse como tarea previa a los procesos de homogeneización para eliminar errores no sistemáticos frecuentemente relacionadas con escritura, digitalización o manipulación de bases de datos (Aguilar y Prohom, 2011).

Se aplicó un QC inicial a las 142 series de precipitación diaria (41 estaciones principales y 101 de apoyo) considerando los periodos de registro más largos y continuos,

mediante el programa RCLimDex-ExtraQC (Aguilar y Prohom, 2011), el cual se encuentra disponible en <http://etccdi.pacificclimate.org/software.shtml>. RCLimDex-ExtraQC corre en la plataforma R para series de temperaturas y precipitación; es parte del software de control de calidad y cálculo de índices de cambio climático desarrollada por Environment Canada para el Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI) y es una modificación de RCLimDex 1.0 (Zhang y Yang, 2005). Incluye un conjunto de pruebas o rutinas adicionales (Extra-QC) para un control de calidad más preciso e intensivo como:

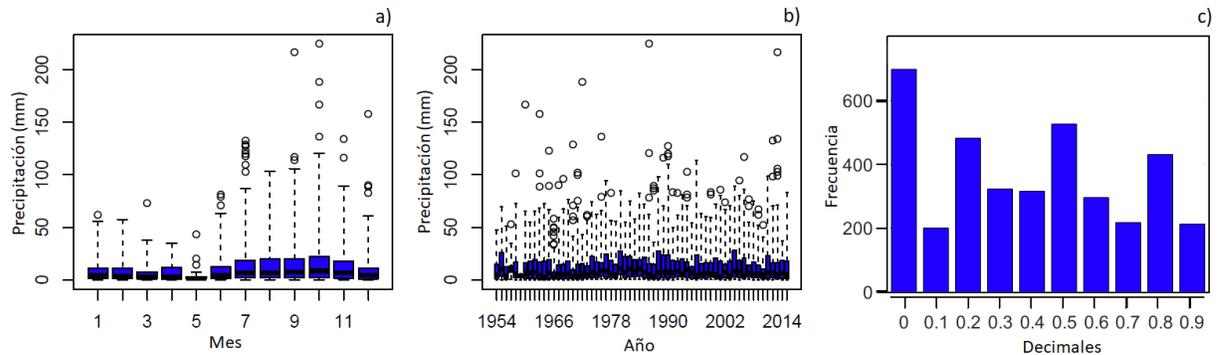
- Control de fechas duplicadas.
- Evaluación de problemas de redondeo.
- Valores fuera de rango, basados en valores de umbrales fijos.
- Valores atípicos, basados en excedentes del rango intercuartil.
- Diferencias interdiurnas basadas en valores umbral fijos.
- Coherencia entre temperaturas máximas y mínimas ( $T_{max} > T_{min}$ ).
- Control consecutivo de valores iguales.

Rclimdex-ExtraQC utiliza umbrales estadísticos (típicamente  $\pm 3$  desviaciones estándar para la temperatura y  $\pm 5$  para la precipitación) para la identificación de valores extremos sospechosos. Con esa información genera automáticamente gráficas de las series de manera que los datos puedan inspeccionarse, permitiendo al usuario determinar si el valor sospechoso es un dato aberrante o un extremo factible de haber ocurrido. En la Figura 2 se presenta un ejemplo generado por RCLimDex-ExtraQC donde se muestran la mediana y los cuartiles de los datos, así como los valores atípicos de éstos con círculos (Figura 2a); en la Figura 2b los círculos representan los valores máximos anuales. La Figura 2c muestra la frecuencia del punto decimal de los datos.

Del mismo modo, se generan ficheros de texto que se ilustran en la Figura 3, con información para su evaluación o corrección:

1. *Fechas duplicadas*. En caso de que una combinación de año/mes/día aparezca más de una vez, será mostrada en este fichero.

2. *Lista de valores atípicos.* Valores observados determinados según las especificaciones indicadas por las Figuras 2a y 2b ( $\pm 5$  desviaciones estándar).
3. *Valores considerados excesivamente elevados* (valor  $> 200$  mm de precipitación).



**Figura 2.** Ejemplo de productos gráficos de RClmDex-ExtraQC para la precipitación ( $> 0$  mm) en la estación de Sanalona, Sinaloa. Diagramas de cajas de a) Precipitación mensual y de b) Precipitación anual, c) Diagrama de frecuencia de los 10 valores posibles del punto decimal de precipitación diaria.

El método de QC identifica errores y un conjunto de valores sospechosos que con el conocimiento del área de estudio, la información de las estaciones vecinas y otras bases de datos (como información sobre el paso de ciclones tropicales y frentes fríos) se decide si se trata de un error o de un valor legítimo, quizás un extremo. Con este análisis se pudo decidir si los valores eran correctos, corregir si era un valor incorrecto y sustituirlo por el dato correcto o sustituirlo por el código de valor perdido (-99.9 en este caso) si fue un valor incorrecto y no se pudo inferir su valor real.

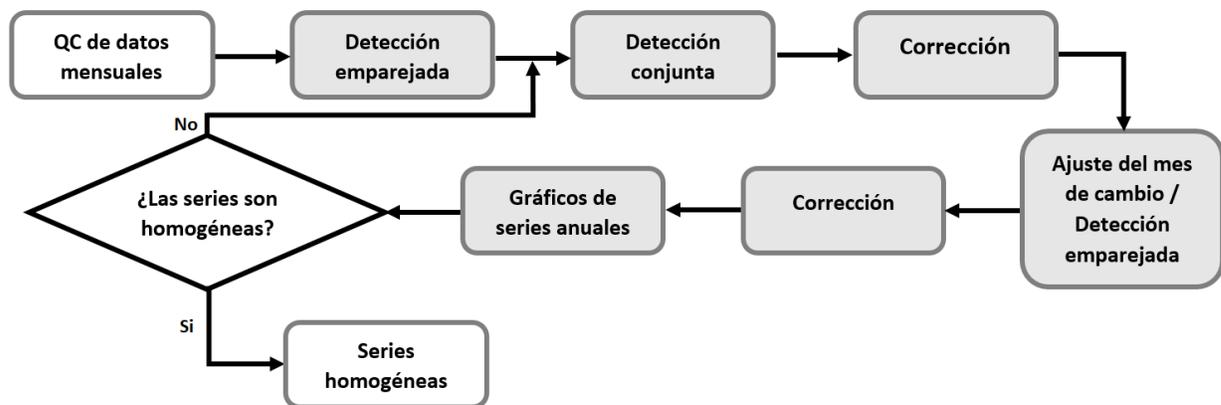
Una vez realizado el QC inicial con RClmDex-ExtraQC, se llevó a cabo el análisis de homogeneización de las 142 series de datos, el de escala mensual con HOMER 2.6 y el de escala diaria con CLIMATOL 3.0.

Prec_Datos_Atípicos					Prec_Datos_Excesivamente_Elevados				
AÑO	MES	DÍA	PREC (mm)		AÑO	MES	DÍA	PREC (mm)	
1992		1	16	61.8	1986		10	11	224.3
1972		5	30	43	2013		9	19	216.4
1984		5	12	13.8					
1976		6	13	78.5					
1985		6	20	70.5					
1999		6	24	81.2					
1965		7	31	123					
1970		7	24	128.6					
1990		7	4	127.2					
1990		7	16	117.7					

**Figura 3.** Ejemplo de ficheros de texto de RClmDex-ExtraQC para la precipitación diaria de la estación de Sanalona, Sinaloa. (izquierda) Valores de precipitación atípicos y (derecha) valores excesivamente elevados ( $> 200$  mm/día).

### 2.3. Homogeneización mensual con HOMER 2.6

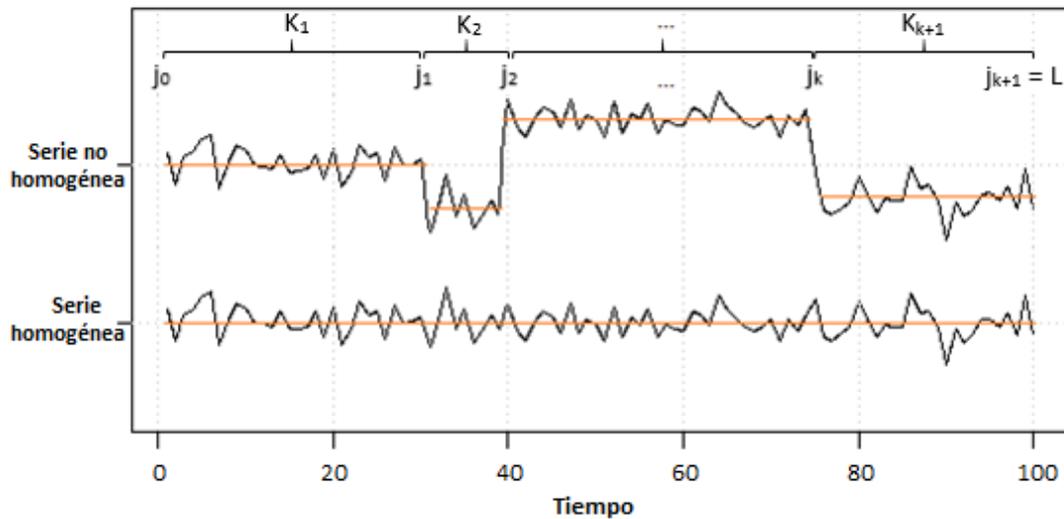
HOMER 2.6 (Mestre *et al.*, 2013) es un método de homogeneización relativa desarrollado en la plataforma R, que se encuentra disponible en <http://www.c3.urv.cat/softdata.php>. Es un método semi-automático, esto significa que el usuario puede interactuar con el programa durante el proceso, le permite introducir metadatos sobre el registro de los datos y utilizar su experiencia para evaluar la influencia de los puntos de quiebre (PQs) o saltos en la media estadística de la variable. HOMER 2.6 incluye las mejores características de otros métodos avanzados de homogeneización como PRODIGE (Caussinus y Mestre, 2004), Climatol (Guijarro, 2018a) y del método de segmentación conjunta *cghseg* (Picard *et al.*, 2011). El funcionamiento de HOMER 2.6 se compone de cuatro fases (Figura 4), y se describen a continuación:



**Figura 4.** Esquema de funcionamiento de HOMER 2.6 para la homogeneización de series de datos climáticos. Tomado de Domonkos *et al.* (2011).

*Control de Calidad Rápido (Fast QC).* Primera fase donde se aplica un QC para series mensuales de precipitación (obtenidas a partir de los datos diarios de las estaciones seleccionadas en la región de estudio). Calcula las correlaciones entre las series para definir conjuntos de estaciones vecinas que podrían compartir condiciones climáticas similares y en las cuales se apoyaría para el proceso de homogeneización.

*Detección emparejada.* Segunda fase que se basa en la comparación de pares de estaciones y deriva del método PRODIGE (Caussinus y Mestre, 2004). Consiste en estimar el número y posición óptima de los PQs utilizando un término de penalización. El ajuste de la función de posición óptima es una técnica conocida para la detección de



**Figura 5.** Ejemplo de las diferencias entre pares de series de precipitación diaria mensual. (Arriba) Serie inhomogénea con  $j_k$  puntos de quiebre en  $K_k$  subperíodos y sus respectivas medias (líneas naranjas). (Abajo) Serie homogénea.

múltiples quiebres en series de tiempo; ésta supone que una serie de tiempo  $Y$ , tiene  $k$  PQs en  $j_1, \dots, j_k$  posiciones. Denotamos  $K = \{j_1, \dots, j_k\}$  como el conjunto de PQs en la serie (Figura 5), por simplicidad  $j_0 = 0$  y  $j_{k+1} = L$ , donde  $L$  es la longitud de la serie. El número y posiciones de los PQs se desconoce. Sea  $\bar{Y}$  la diferencia media mensual de todo el periodo entre las series de dos estaciones de  $n$  meses (ecuación 1), ambas con varianza constante ( $\sigma^2 = cte$ ) pero con una media ( $\mu_k$ ) variando de subperíodo a subperíodo. La media mensual de un subperíodo de la serie  $Y$  está definida por la ecuación 2, donde  $i$  es cada mes del subperíodo y  $m = j_k - j_{k-1}$  representa el número de meses dentro del intervalo del subperíodo.

$$\bar{Y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Y_i \quad \text{Media de todo el período} \quad (1)$$

$$\bar{Y}_k = \frac{1}{m} \sum_{i=j_{k-1}+1}^{j_k} Y_i \quad \text{Media de cada subperíodo} \quad (2)$$

Para un número dado  $k$  y considerando que  $j_{k-1} + 1 < i < j_k$ , se desea minimizar la desviación D:

$$D_k = \frac{\sum_{i=1}^k \sum_{i=j_{k-1}+1}^{j_k} (Y_i - \bar{Y}_k)^2}{\sigma} + 2L \log(\sqrt{2\pi}\sigma) \quad (3)$$

La detección de PQs ( $j_k$  en la Figura 5) se realiza mediante programación dinámica que consiste en dividir un problema complicado en varios subproblemas mas simples de una manera recursiva, y lo hace mediante el algoritmo de iteración Davis-Putman (DP), el cual permite encontrar una solución óptima sin calcular todas las posibilidades (Mestre *et al.*, 2013). Para  $k$  cambios, el problema es minimizar:

$$Q = \left\{ \sum_{k=1}^K \sum_{i=j_{k-1}+1}^{j_k} (Y_i - \bar{Y}_k)^2 \right\} \quad (4)$$

El algoritmo DP selecciona la posición óptima para  $k$  PQs  $\{\hat{j}_1, \hat{j}_2, \dots, \hat{j}_k\}$ . Para cada valor de  $k$ , calcula el criterio de información bayesiano modificado (MBIC) (Ecuación 5), donde las penalizaciones dependen de  $L$ ,  $k$  y de la cercanía de los PQs, mientras más cercanos sean, mayor es la penalización.

$$MBIC(Y; k) = \left( \frac{L - k + 1}{2} \right) \log \left[ 1 - \frac{\sum_{l=1}^{k+1} (m + 1)(\bar{Y}_l - \bar{Y})^2}{\sum_{i=1}^L (\bar{Y}_i - \bar{Y})^2} \right] + Penalizaciones \quad (5)$$

El modelo de selección consiste en elegir el número de PQs para cada  $k$  que minimicen el MBIC:

$$\text{Seleccionar } k^* \text{ tal que } k^* = \text{Argmin}_k (MBIC_k(Y; k)) \quad (6)$$

*Detección conjunta y la corrección.* Tercera y cuarta fases basadas en un modelo de análisis de varianza ANOVA. Se consideran  $p$  series pertenecientes a la misma área climática de tal manera que todas las series tienen condiciones climáticas similares. Se supone que cada serie de observaciones es la suma de un efecto climático, un efecto de estación y un ruido blanco aleatorio.

Sea  $X_{ts}$  una matriz de  $n$  observaciones en  $p$  series, donde  $t = 1, \dots, n$  es el índice de tiempo y  $s = 1, \dots, p$  es el índice de estación. Sea  $K_s$  el número de PQs y  $j_{1,s}, \dots, j_{K_s,s}$  sus posiciones, por lo que  $K_s = \{j_{1,s}, \dots, j_{K_s,s}\}$  es el conjunto de PQs para las series  $s$ .

Simplificando la notación y estableciendo que  $j_{0,s} = 0$  y  $j_{k_s+1,s} = \eta$ , tenemos entonces que  $K_s = (0, j_{1,s}, \dots, j_{k_s,s}, \eta)$ .

Si la serie es homogénea, el efecto de estación es constante en toda la serie; si la serie no es homogénea, el efecto de la estación es constante sólo entre dos PQs. A continuación, el nivel denota un subperíodo homogéneo entre dos PQs de una serie dada. Para una serie  $s$  con  $K_s$  puntos de quiebre, sea  $L_{sh}$  el  $h$ -ésimo nivel ( $h = 1, \dots, k_s + 1$ ) homogéneo, así  $L_{sh}$  es el intervalo:  $[j_{h-1,s} + 1, j_{h,s}]$  homogéneo. El nivel  $h$  para la observación  $X_{ts}$  depende del tiempo y de la estación.

Sea  $\zeta_i$  el efecto climático en el tiempo  $t$  y  $\nu_{jh}$  el efecto de estación  $s$  para el nivel  $L_{jh}$ . Los datos son descritos por el modelo lineal de la ecuación 7, la cual se utiliza para la detección conjunta de los cambios en todo el conjunto de series. El paquete R *cghseg*, cuyas funcionalidades y bases teóricas se describen en Picard *et al.* (2011), permite estimar los PQs simultáneamente mediante programación dinámica.

$$X(X_{ts}) = \zeta_1 + \nu_{sh(t,s)} \quad (7)$$

Las estimaciones  $\hat{\nu}_{sh(t,s)}$  se utilizan de la siguiente manera: Sea  $L_{sk_s+1}$  el último nivel de series  $s$  y  $\hat{\nu}_{sk_s+1}$  la estimación correspondiente al efecto de la estación. Entonces el valor corregido  $X_{ts} \in L_{sh}$ ,  $X_{ts}$  (denotado por  $X_{ts}^*$ ) se representa por la ecuación 8 (Mestre *et al.*, 2013).

$$X_{ts}^* = X_{ts} - \hat{\nu}_{sh(t,s)} + \hat{\nu}_{s,k_s+1} \quad (8)$$

Los coeficientes del modelo ANOVA (ecuación 8) se utilizan para llevar a cabo la corrección de las series mensuales. La estimación del modelo puede ser realizada aún con presencia de valores perdidos, siempre que exista un valor por año en el conjunto de la red y un valor para cada subperíodo homogéneo en cada serie (Mestre *et al.*, 2013).

Para el *ajuste del mes de cambio*, HOMER 2.6 utiliza promedios anuales en sus procesos de detección principales. Cuando detecta un punto de cambio, realiza un nuevo proceso de detección conjunta entre las observaciones mensuales adyacentes a dicho punto de quiebre. El proceso queda limitado a detectar esa única inhomogeneidad, afinando su fecha. El proceso de homogeneización puede repetirse tantas veces como

sea necesario para detectar inhomogeneidades (Aguilar *et al.*, 2003). Es importante tener en cuenta que en las primeras repeticiones los saltos detectados pueden tener una mayor amplitud que en las repeticiones siguientes.

#### 2.4. Homogeneización diaria con Climatol 3.0

Climatol 3.0 es un paquete en R, disponible en <https://CRAN.R-project.org/package=climatol>, que contiene funciones para el control de calidad, homogeneización y relleno de datos faltantes de series de cualquier variable climática (Guijarro, 2018b). Inicialmente este programa estaba enfocado en rellenar datos ausentes mediante estimaciones calculadas a partir de datos cercanos normalizados con el método de Paulhus y Kohkler (1952). Climatol 3.0 lo hace también restando las medias o mediante una estandarización completa, según el usuario requiera.

Como la mayoría de las series reales no están completas, ni sus medias y/o desviaciones típicas se conocen, Climatol 3.0 calcula primero estos parámetros con los datos disponibles en cada serie, rellena automáticamente los datos ausentes usando estas medias y desviaciones provisionales, y vuelve a calcularlas con las series rellenas. Después se vuelven a calcular los datos inicialmente ausentes usando los nuevos parámetros, lo que dará lugar a nuevas medias y desviaciones típicas, repitiendo el proceso hasta que ninguna media cambia al redondearla con la precisión inicial de los datos (Guijarro, 2018b).

Una vez estabilizadas las medias, se normalizan todos los datos y se procede a estimar los datos faltantes mediante la expresión:

$$\hat{y} = \frac{\sum_{j=1}^{j=n} w_j x_j}{\sum_{j=1}^{j=n} w_j} \quad (9)$$

En donde  $\hat{y}$  es un dato estimado mediante los correspondientes  $x_1, x_2, \dots, x_n$  más próximos disponibles en el tiempo  $j$  y  $w_j$  es el peso asignado a cada uno de ellos. Estadísticamente,  $\hat{y} = x_j$  es un modelo de regresión lineal denominado *eje mayor reducido* o *regresión ortogonal*, en el que la recta se ajusta minimizando las distancias de los puntos medidos en dirección perpendicular a la misma en lugar de en dirección vertical

como se hace generalmente.

Las series estimadas a partir de las demás sirven como referencia para sus correspondientes series observadas. El siguiente paso es obtener series de anomalías restando los valores estimados a los observados (siempre en forma normalizada), permitiendo controlar la calidad de las series y eliminar aquellas anomalías que superen un umbral prefijado. Su homogeneidad se comprueba aplicando la Prueba de Homogeneidad Normal Estándar (SNHT), desarrollada por Alexandersson (1986) y modificada por Alexandersson y Moeberg (1997). Esta prueba parte del estadístico  $T(d)$ , el cual compara la media de los primeros  $d$  años con los últimos  $(n-d)$  años de una variable  $Y_i$  ( $i=1, \dots, n$ ), con  $\bar{Y}$  y  $\sigma$  como su media y desviación estándar respectivamente (ecuación 10).

$$T_d = d\bar{z}_1^2 + (n-d)\bar{z}_2^2, \quad \text{con } d = 1, 2, \dots, n \quad (10)$$

$$\bar{z}_1 = \frac{1}{d} \sum_{i=1}^d (Y_i - \bar{Y})/\sigma \quad \text{y} \quad \bar{z}_2 = \frac{1}{n-d} \sum_{i=d+1}^n (Y_i - \bar{Y})/\sigma$$

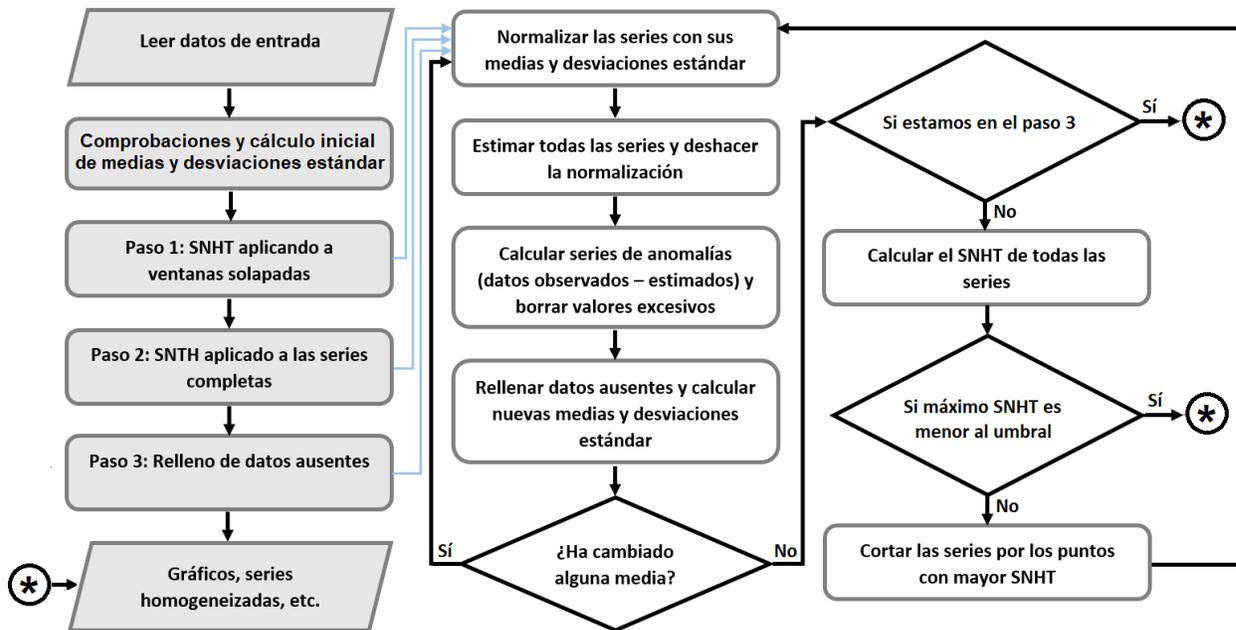
Donde  $\bar{z}_1$  y  $\bar{z}_2$  son los valores medios de  $z_i$  durante los primeros  $d$  años y los últimos  $(n-d)$  años respectivamente. Un valor alto de  $T$  en el año  $d$  indica la presencia de un quiebre o salto. El estadístico de prueba  $T_0$  se define como:

$$T_0 = \max_{1 \leq d \leq n} T(d) \quad (11)$$

La probabilidad de rechazar la hipótesis nula cuando  $T_0$  supera un cierto valor crítico depende del tamaño de la muestra. Entonces la serie se clasificaría como no homogénea a cierto nivel de significancia (Guajardo-Panes *et al.*, 2017).

SNTH es una prueba originalmente ideada para encontrar un sólo PQ en una serie, la existencia de dos o más PQs en la media de un tamaño similar podría enmascarar sus resultados. Para minimizar este problema, en una primera etapa se aplica SNTH sobre ventanas temporales *escalonadas*, y después en una segunda etapa se aplica SNHT a las series completas, que es cuando la prueba tiene más poder de detección. Finalmente, una tercera etapa se dedica a rellenar todos los datos ausentes en todas las series y sub-series homogéneas con el mismo procedimiento de estimación de datos. Por lo tanto, aunque la metodología subyacente del programa es simple, su

operación se complica a través de una serie de procesos iterativos anidados, como se muestra en el diagrama de flujo de la Figura 6, especialmente cuando se analizan muchas estaciones, como en nuestro caso.



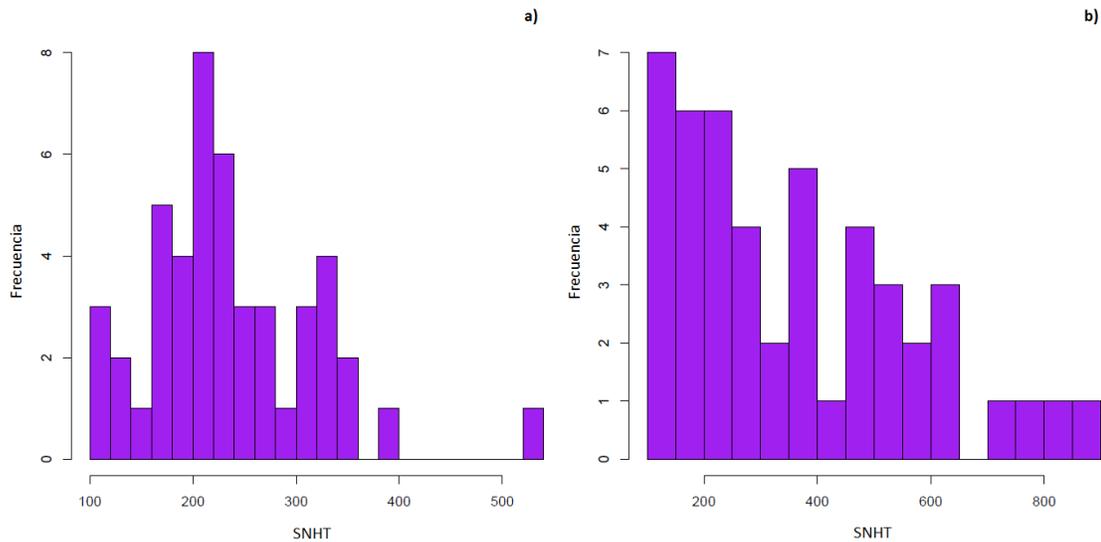
**Figura 6.** Esquema de funcionamiento de Climatol 3.0, mostrando sus procesos iterativos. Tomado de Guijarro (2018a)

La función *homogen()* de Climatol 3.0 es el comando con el que se realiza la homogeneización automática de series climáticas incluyendo la detección y llenado de datos perdidos o faltantes y la corrección de extremos (*outliers*) y saltos en la media de las series. Su aplicación más trivial solo requiere especificar al menos tres parámetros: el acrónimo de la variable y los años inicial y final del periodo de estudio. Su aplicación más completa incluye 33 argumentos.

Dado que se trabajó con las 142 series inicialmente consideradas y con los periodos más largos con los que contaban cada una de ellas (aproximadamente 1960-2015), su aplicación se efectuó en dos grupos de series (NW-MEX y AZ-NM) ya que trabajar con todas a la vez haría muy lento el proceso.

De modo exploratorio se aplicó el primer código, el más simple, y se obtuvo un análisis preliminar de las bases, el cual permitió conocer la disponibilidad, distribución de los datos y el histograma general de anomalías que permitió detectar datos erróneos y proceder a su corrección antes de continuar. En los análisis anteriores se conside-

raron como datos anómalos las precipitaciones por arriba de 5 desviaciones estándar del valor esperado a partir de los datos vecinos. Además, el método proporciona un fichero de texto con los datos sospechosos y los valores sugeridos a partir de los datos vecinos. En este caso, dado que las series ya habían pasado por minuciosos procesos de QC, no se presentó ningún caso nuevo que validar.



**Figura 7.** Histogramas de inhomogeneidades mediante los máximos SNHT en las 47 estaciones de AZ-NM encontrados en la aplicación por ventanas escalonadas (izquierda) y sobre las series completas (derecha), obtenidos con Climatol 3.0. Frecuencias pequeñas indica que la serie es homogénea.

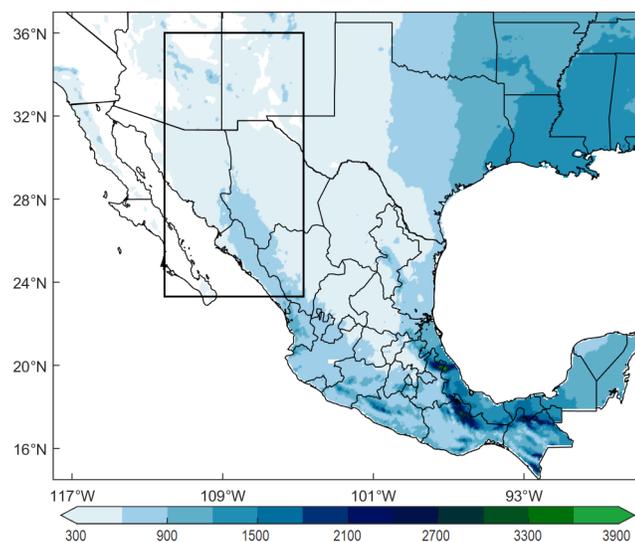
La elección de los parámetros de homogeneización *snht1* y *snht2* se basó en el análisis de los histogramas de valores máximos de SNHT, que se muestran en la Figura 7 para el caso de las estaciones de la región de AZ-NM. Las barras con los valores más bajos indican series homogéneas, mientras que los valores más altos, representan series no homogéneas, normalmente separadas por regiones con ausencia de barras. A la izquierda los utilizados para la detección de inhomogeneidades múltiples en la misma serie (*snht1*) y a la derecha para la detección en series completas (*snht2*). Los parámetros deberían de estar fijos en un valor dentro del espacio entre ambos grupos de barras del histograma.

Finalmente, en base a lo anterior así como en valores recomendados por Guijarro (2016) y Montero-Martínez *et al.* (2018) para los diferentes parámetros, se homogeneizaron las 142 series de precipitación diaria (41 series de estudio y 101 series de apoyo).

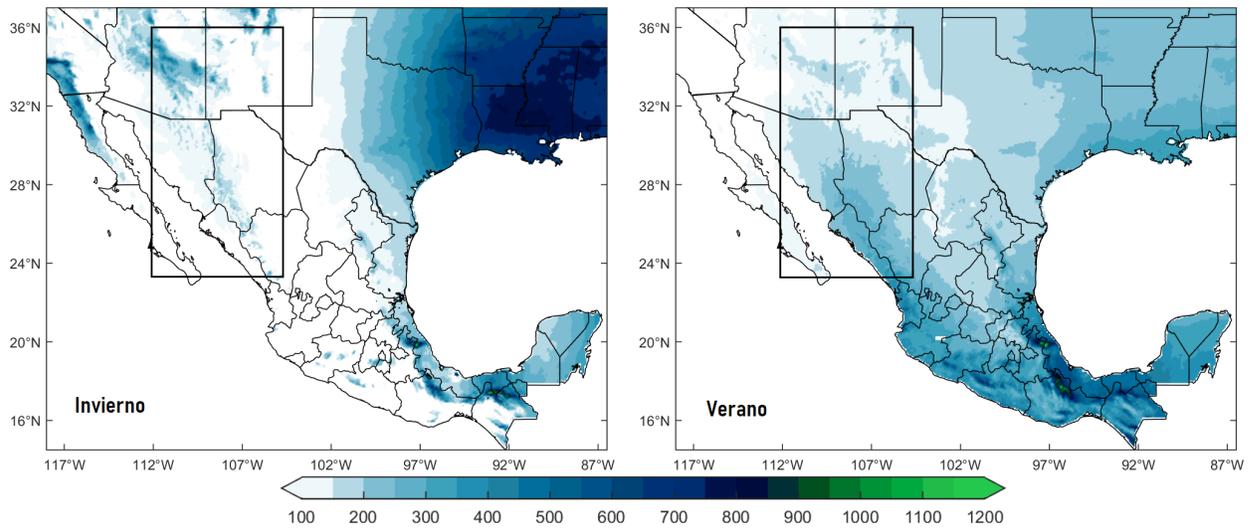
## 2.5. Climatologías de la precipitación diaria

Una vez realizada la homogeneización de datos y antes de analizar los extremos de precipitación diaria, se hizo una caracterización estadística de la precipitación en la región de estudio. A partir de la base de datos en malla de Livneh *et al.* (2013) se generaron mapas de la climatología anual (ver Figura 8), y de verano e invierno para todo México (ver Figura 9). La precipitación máxima en la región del MAN se observa en los estados del noroeste de México, mientras que los valores más bajos en los estados del suroeste de EUA; este comportamiento prevalece durante el verano y se invierte en el invierno, siendo en Arizona y Nuevo México donde se observan las precipitaciones máximas, lo cual concuerda con Cavazos *et al.* (2019). Esta diferencia estacional en las dos regiones podría generar diferencias en los extremos, por lo que se decidió analizar las estaciones del MAN en la forma siguiente y como se muestra en la Figura 10:

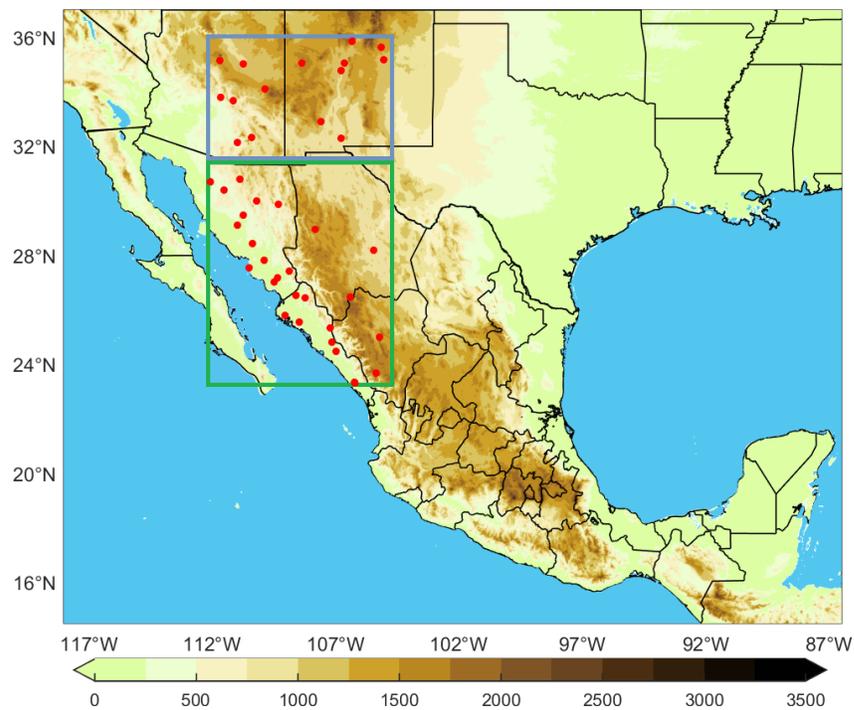
1. **Región MAN:** 41 estaciones distribuidas en toda la región de estudio.
2. **Región NW-MEX:** 26 estaciones distribuidas en Sonora, Sinaloa, Durango y Chihuahua.
3. **Región AR-NM:** 15 estaciones distribuidas en Arizona y Nuevo México.



**Figura 8.** Precipitación anual media (mm) para el periodo 1980-2013 obtenida de la base en malla de Livneh *et al.* (2013). El rectángulo interior representa la zona del monzón en este trabajo.



**Figura 9.** Precipitación media acumulada (mm) de (izquierda) invierno extendido (nov-abr) y (derecha) verano extendido (jun-oct) para el periodo 1980-2013 obtenidas de la base en malla de Livneh *et al.* (2013).



**Figura 10.** Regionalización de la zona de estudio. El rectángulo superior gris delimita el área de la región de AZ-NM, el rectángulo inferior verde el área de la región del NW-MEX y la unión de ambos, la región del NAM. Los puntos rojos representan las 41 estaciones climatológicas homogeneizadas utilizadas en el análisis.

## 2.6. Análisis de valores extremos

La Teoría de Valores Extremos (EVT, por sus siglas en inglés) es una rama de la estadística que analiza las desviaciones respecto al valor esperado de una distribución de probabilidad. Su objetivo es evaluar, dada una muestra de una variable aleatoria, la probabilidad de eventos o valores más extremos que los observados previamente. Por lo general son eventos que tienen un alto impacto en la vida humana, la estabilidad económica, las infraestructuras o el medio ambiente.

Existen dos métodos para analizar estadísticamente los valores extremos de precipitación. El primero es ajustar los datos a un modelo, utilizando técnicas estadísticas tradicionales, y analizar los cuantiles extremos de interés (e.g., Cavazos *et al.*, 2008; Arriaga-Ramírez y Cavazos, 2010, Zwiers *et al.*, 2013 ). El segundo método es ajustar los datos a una distribución de valor extremo, el cual puede realizarse en dos formas diferentes:

- La primera se basa en establecer una serie de bloques máximos (o mínimos) como paso inicial. En muchos casos es conveniente extraer los máximos anuales (o mínimos anuales), conocidos como *Bloques máximos*.
- La segunda considera los valores pico alcanzados en cada período de datos continuos durante los cuales los *valores exceden cierto umbral*. Este método se denomina usualmente *pico sobre el umbral* (POT, por sus siglas en inglés); pueden resultar muchos valores o ningún valor para un año concreto, porque considera el umbral de toda la serie.

Para esta tesis, las precipitaciones extremas diarias registradas durante el período 1980-2015 se ajustaron a una distribución de valor extremo bajo el enfoque de *valores por encima de un umbral*. En Cavanaugh *et al.* (2015) se planteó que para el modelado de la precipitación diaria se puede considerar un conjunto de distribuciones que tienen colas de probabilidad "*pesadas*" (ver Figura 11). Dichas distribuciones a menudo pueden explicar la prevalencia observada de valores de precipitación diaria muy extrema en diferentes partes del mundo (Panorska *et al.*, 2007; Papalexioy y Koutsoyiannis, 2013). En Panorska *et al.* (2007) se encontró que *la distribución de Pareto* es adecuada para la modelación de las precipitaciones extremas en el suroeste de EUA

y la zona del MAN en general, por lo que se utilizó esta distribución en las secciones siguientes.

### 2.6.1. Distribución de Pareto Generalizada (GPD)

En estadística, la distribución de Pareto generalizada (GPD, por sus siglas en inglés) es una familia de distribuciones de probabilidad continuas. A menudo se utiliza para modelar las colas de una distribución y se especifica mediante tres parámetros: ubicación  $\mu$ , escala  $\sigma$  y forma  $\xi$ , o solo por escala y forma (Hosking y Wallis, 1987).

La GPD considera como eventos extremos los valores  $x_i$  que exceden un umbral alto  $u$  (Figura 11) para el cual los excedentes son  $\{x_i > u\}$ . La distribución de los excedentes converge a la siguiente función:

$$H(x) = 1 - \left[ 1 + \xi \left( \frac{x - u}{\sigma_u} \right) \right]^{1/\xi}; \quad \xi \neq 0 \quad (12)$$

donde  $x - u > 0$  para  $\xi > 0$  y  $0 \leq x \leq -\sigma/\xi$  para  $\xi < 0$ . Para el caso particular cuando la forma  $\xi = 0$ , la función de distribución (Ecuación 12) está definida como:

$$H(x) = 1 - e^{-(x-u)/\sigma}$$

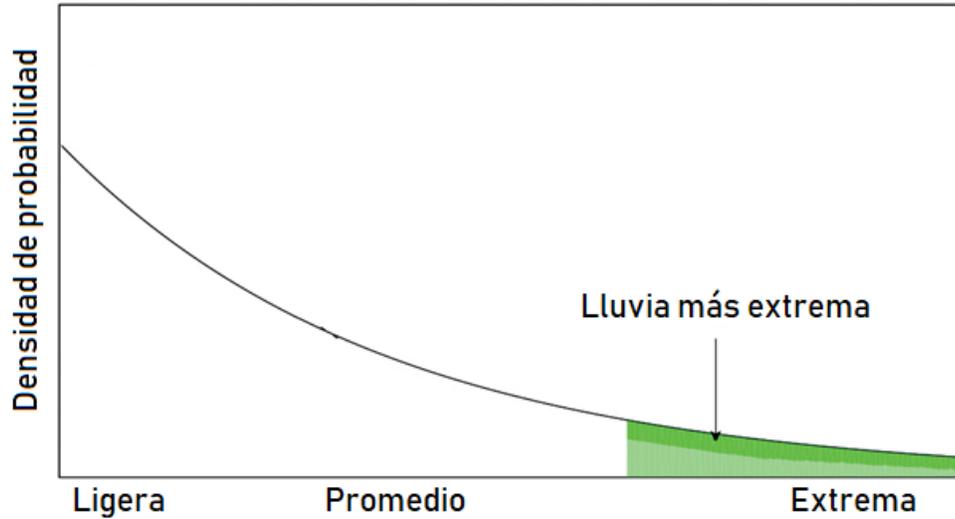
La función de densidad de probabilidad (PDF, por sus siglas en inglés) correspondiente, se define como:

$$PDF = h(x) = \frac{1}{\sigma} \left( 1 + \frac{\xi(x - \mu)}{\sigma} \right)^{\left(-\frac{1}{\xi} - 1\right)} \quad (13)$$

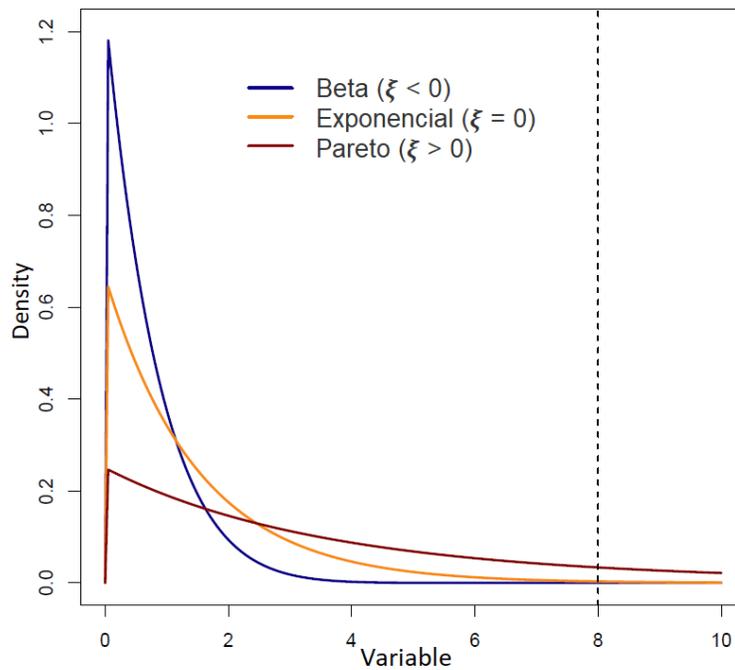
A partir del valor del parámetro de forma  $\xi$ , la familia de GPD puede tener tres tipos de distribución y se muestran en la Figura 12:

1. Si el parámetro de forma  $\xi$  es positivo ( $\xi > 0$ ), la GPD es una **distribución de Pareto** de segundo tipo con una cola pesada que decae suavemente.
2. Si el parámetro de forma  $\xi$  es negativo ( $\xi < 0$ ), la GPD se convierte en una distribución de cola corta, conocida como **distribución Beta**.

3. Si el parámetro de forma  $\xi$  es cero, la GPD es una distribución con una cola media decayendo exponencialmente y se denomina por tal motivo **distribución exponencial**.



**Figura 11.** Representación esquemática de la cola de la función de densidad de probabilidad de la precipitación diaria, que tiene una distribución sesgada hacia la izquierda. Tomada de Cubasch *et al.* (2013).



**Figura 12.** Funciones de densidad de probabilidad de GPD para cada uno de los tres tipos de comportamiento de la cola de acuerdo a la forma  $\xi$ . El parámetro de escala  $\sigma$  varía para ampliar las diferencias en el comportamiento de la cola. La línea vertical discontinua muestra el límite superior de la distribución Beta. Tomada de Gilleland y Katz (2013).

El umbral para los excedentes en la GPD toma el lugar del parámetro de ubicación  $\mu$ , por lo que sólo se estiman dos parámetros. La GPD proporciona una aproximación para la cola superior de la distribución de acuerdo al parámetro de forma (Gilleland y Katz, 2013) como se ve en la Figura 12.

### 2.6.2. Estimación de parámetros

Una vez definido el umbral, los parámetros de la GPD se obtienen mediante estimación de máxima verosimilitud (considerando la escala  $\sigma$  y la forma  $\xi$ ), la cual supone que los valores  $x_1, \dots, x_k$  es el número total de excesos de un umbral  $u$ . Para  $\xi \neq 0$  la log-verosimilitud es:

$$\ell(\sigma, \xi) = -k \log \sigma - (1 + 1/\xi) \sum_{i=1}^k \log(1 + \xi x_i / \sigma), \quad (14)$$

siempre que  $1 + \sigma^{-1} \xi x_i > 0$  para  $i = 1, \dots, k$ , que será el caso de una distribución tipo Pareto; de otra forma,  $\ell(\sigma, \xi) = -\infty$ . En el caso que  $\xi = 0$  (Distribución exponencial) la log-verosimilitud sería:

$$\ell(\sigma) = -k \log \sigma - \sigma^{-1} \sum_{i=1}^k x_i$$

La maximización analítica de la log-verosimilitud no es posible, por lo que una vez más se requieren técnicas numéricas, cuidando evitar inestabilidades numéricas cuando  $x_i \approx 0$  en la ecuación 14. Los errores estándar y los intervalos de confianza para la GPD se obtienen de la forma habitual de la teoría de probabilidad estándar (Coles, 2001).

### 2.6.3. Estimación de niveles de retorno

Al considerar los valores extremos de una variable aleatoria, es relevante obtener el *nivel de retorno* de un evento extremo. El nivel de retorno,  $Z_N$ , se define como el nivel que se espera superar, en promedio, una vez cada  $1/p$  años;  $p$  es la probabilidad de ocurrencia del evento extremo y  $1/p$  el *período de retorno*. Para la GPD que se

muestra en la ecuación (12), el nivel de retorno asociado a un umbral  $u$  está dado por la siguiente ecuación:

$$Z_N = u + \frac{\sigma_u}{\xi} \left[ (Nn_y \zeta_u)^\xi - 1 \right], \quad (15)$$

para el caso de  $\xi = 0$

$$Z_N = u + u \log(Nn_y \zeta_u). \quad (16)$$

Donde  $\zeta_u = Pr\{x > u\}$  es la probabilidad de que  $x$  sea mayor que el umbral  $u$ ,  $N$  los años de nivel de retorno,  $n_y$  las observaciones por año, mientras que  $\sigma_u$  y  $\xi$  son los parámetros estimados de escala y forma, respectivamente (Coles, 2001).

Según Coles (2001), la estimación de los niveles de retorno requiere la sustitución de los valores de los parámetros por sus estimaciones. Para  $\sigma$  y  $\xi$  esto corresponde a la sustitución por las estimaciones de máxima verosimilitud correspondientes, pero también se necesita una estimación de  $\zeta_u$ , la probabilidad de que una observación individual supere el umbral  $u$ .

Las estimaciones con precisión para los parámetros y niveles de retorno se obtienen a partir del perfil de verosimilitud apropiado. Para los niveles de retorno se requiere una reparametrización, cosa que se simplifica al ignorar la incertidumbre en  $\zeta_u$ , que suele ser pequeña en relación con la de los otros parámetros (Coles, 2001).

#### 2.6.4. R-extRemes

Para la evaluación de la precipitación extrema diaria anual y estacional, se utilizó el paquete en R llamado *extRemes* (Gilleland y Katz, 2013, 2016), el cual tiene varios métodos de Teoría de Valores Extremos, incluyendo los descritos en las secciones anteriores. Este software se encuentra disponible en <https://CRAN.R-project.org/package=extRemes>.

Se realizó el análisis desde dos enfoques según los datos de precipitación diaria considerados: el primero fue por *estación climatológica*, en la que se ajustó una función GPD a cada una de las series de tiempo homogeneizadas de la región de estudio; el segundo fue *regional*, en el que se analizaron de forma separada cada uno de los conjuntos de series de las regiones: MAN, NW-MEX y AZ-NM.

El paquete *extRemes* tiene dos funciones principales para la selección apropiada del umbral: *threshrange.plot* y *mrlplot*. El primero ajusta repetidamente la función GPD a los datos para una secuencia de opciones de umbral junto con cierta información de variabilidad, mientras que el segundo representa los valores de exceso promedio para un rango de opciones de umbral con incertidumbre (ver Coles, 2001). En este trabajo se utilizó la segunda opción.

Una vez obtenido el umbral de cada serie o región, se ajustó la función de GPD a los datos mediante la función *fevd* (la cual permite al usuario ajustar a diferentes funciones de distribución: Valor Extremo Generalizado, Pareto Generalizado, Gumbel, o Exponencial), mientras que para calcular los  $Z_N$  se utilizó la función *return.level*; ambas generan resultados en forma de ficheros gráficos y de texto para su posterior análisis.

## Capítulo 3. Resultados

### 3.1. QC de precipitación con RClimDex-ExtraQC

Los resultados obtenidos tras aplicar el QC a las 142 estaciones de la zona de estudio se resumen en la Tabla 2. Las diferentes pruebas arrojaron un total de 933 casos sospechosos de precipitación diaria. Después de revisar cada uno de ellos, 900 casos mantuvieron su valor al validar su ocurrencia con ayuda de los registros para las mismas fechas de estaciones vecinas, mientras que 33 casos fueron corregidos, de los cuales, 26 se sustituyeron con la etiqueta de valor perdido, dado que no se contó con los datos originales correspondientes y solo 7 valores cambiaron su valor dado que eran errores de captura.

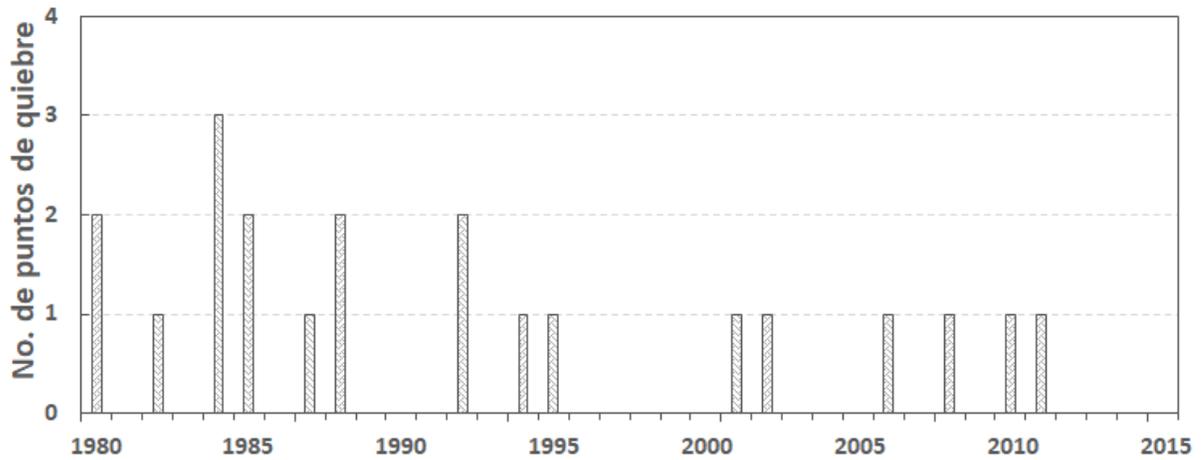
**Tabla 2.** Número de valores que se consideraron sospechosos después de la inspección visual para cada prueba del control de calidad utilizando RClimDex-ExtraQC a 142 series de precipitación diaria en la región del MAN y resumen de los valores corregidos o rechazados.

Parámetro	Valores sospechosos				Valores corregidos		
	Total	Test de Tolerancia	Valores conservados	Valores que cambiaron	Origen de datos erróneos		
					Total	Valores nuevos	Valores perdidos
Precipitación	933	100%	900	33	33	7	26

### 3.2. Homogeneización de la precipitación mensual regional con HOMER 2.6

Como resultado del control de calidad rápido de HOMER 2.6 se encontraron que de las 142 series de precipitación inicialmente consideradas (ver sección 2.3), 41 presentaron las mejores correlaciones ( $>0.6$ ) con sus vecinas, por lo cual fueron tomadas como estaciones de estudio mientras que las restantes como series de apoyo. Finalmente se detectaron un total de 27 series no homogéneas y 115 series que se consideraron homogéneas ya que no presentaron puntos de quiebre o saltos (PQs).

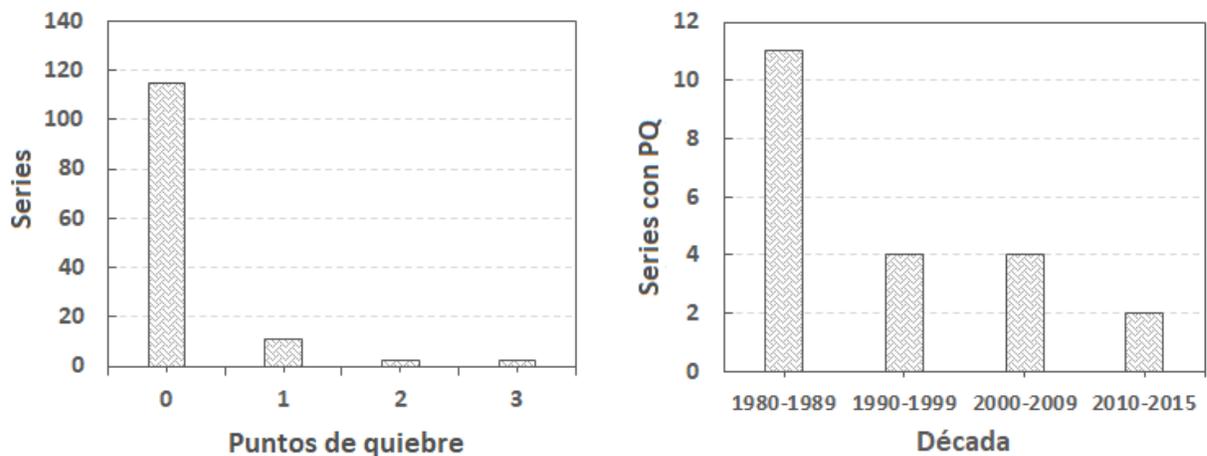
La Figura 13 muestra el número anual de PQs detectados; el máximo de estos se presentó en 1984 con un PQ en tres series, dos en la región NW-MEX y una en AZ-NM.



**Figura 13.** Número total anual de puntos de quiebre (PQ) detectados en las estaciones de la región del MAN en el periodo 1980-2015 mediante HOMER 2.6 para la homogeneización de la precipitación mensual.

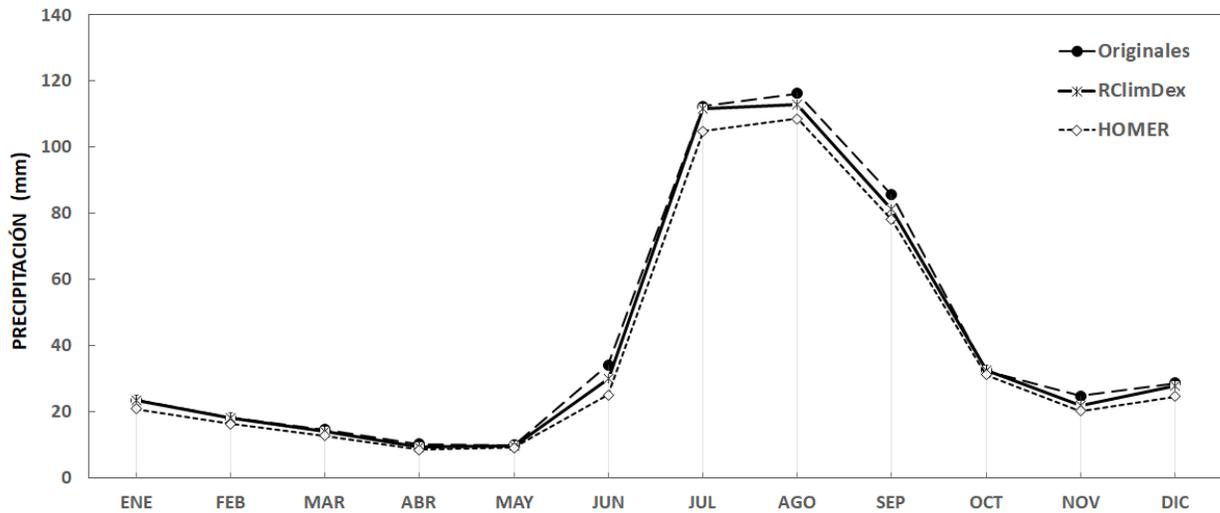
Dado que no se contó con metadatos, no se pudieron atribuir de forma directa las causas que los provocaron.

La Figura 14 muestra la distribución del número de series según el número de PQs detectados y el número de series con PQs por década. No se detectaron PQs en el 81 % de las series (115 series). De 1980-1989 fue la década que presentó mayor porcentaje (7.7%) de series con PQs, mientras que en las últimas 3 décadas se mantuvo por debajo de 2.8%.



**Figura 14.** (Izquierda) PQs detectados utilizando HOMER 2.6 en las 142 series de precipitación mensual. (Derecha) Series de precipitación mensual que presentaron PQs por década.

Finalmente, después de la homogeneización se compararon los resultados de las 41 series de las estaciones principales en la región del MAN con las originales y con las que pasaron por control de calidad mediante RCLimDex-ExtreQC y con HOMER 2.6.

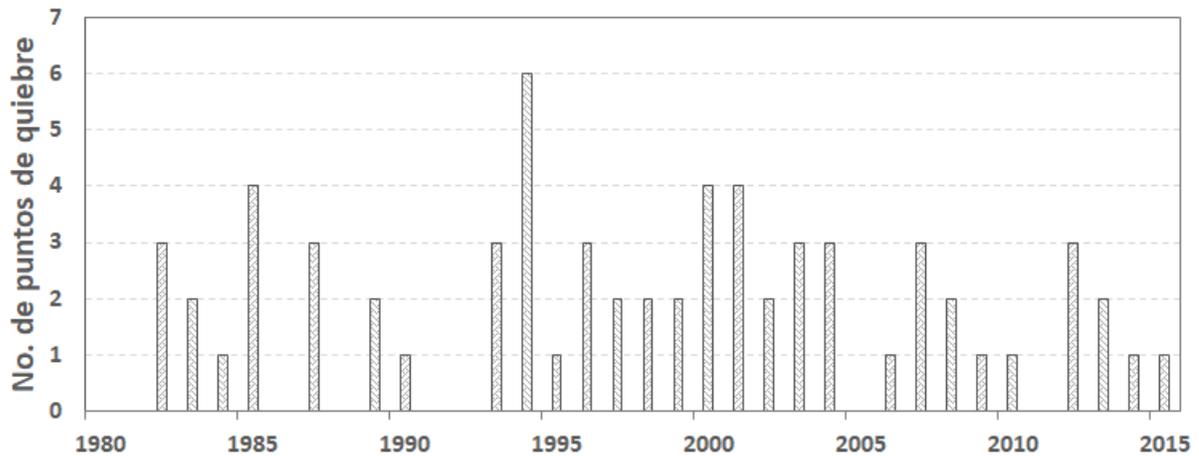


**Figura 15.** Comparación del ciclo anual de precipitación (mm) para las 41 estaciones principales en la región del MAN en el periodo 1980-2015. Con los datos originales (línea punteada con círculos llenos), datos con QC mediante RClimDex-ExtraQC (línea continua y asteriscos) y datos homogeneizados mensualmente con HOMER 2.6 (línea punteada con rombos vacíos).

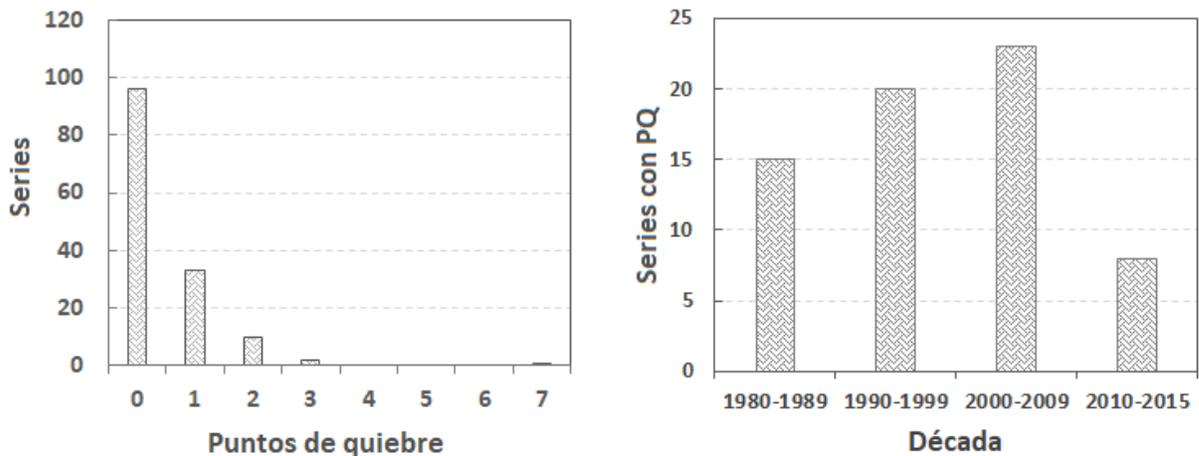
En la Figura 15 se muestra el ciclo de precipitación mensual típico de la región del MAN con lluvias principalmente de verano. La distribución de precipitación de los datos con QC es similar a la de los datos originales, mientras que la correspondiente a los datos homogeneizados con HOMER 2.6 está ligeramente por debajo de las otras dos series, principalmente en el verano. Esto probablemente se debe a que al corregir los datos durante el proceso de homogeneización, las amplitudes de los PQs negativos fueron mayores que los positivos, por lo que los factores de corrección tendieron a reducir los valores de precipitación en las series homogeneizadas.

### 3.3. Homogeneización de la precipitación diaria regional con Climatol 3.0

Como resultado del análisis exploratorio, utilizando los ficheros de texto con la información de datos que arrojó Climatol, se observó que no se presentaron casos nuevos para revisar. Al homogeneizar las 142 series de precipitación a escala diaria con Climatol 3.0 se encontraron 66 PQs en 46 series, los cuales se resumen de forma anual en la Figura 16, donde se aprecia que 1994 es el año con más PQs (6), dos fueron de la región de NW-MEX y cuatro de AZ-NM. Dado que no se contaba con metadatos no fue posible atribuir directamente las causas que pudieron provocarlos. Las 96 series restantes fueron consideradas homogéneas ya que en ellas no se detectaron PQs.



**Figura 16.** Número total anual de PQ detectados en las 142 series de precipitación diaria de la región MAN del periodo 1980-2015 mediante Climatol 3.0.

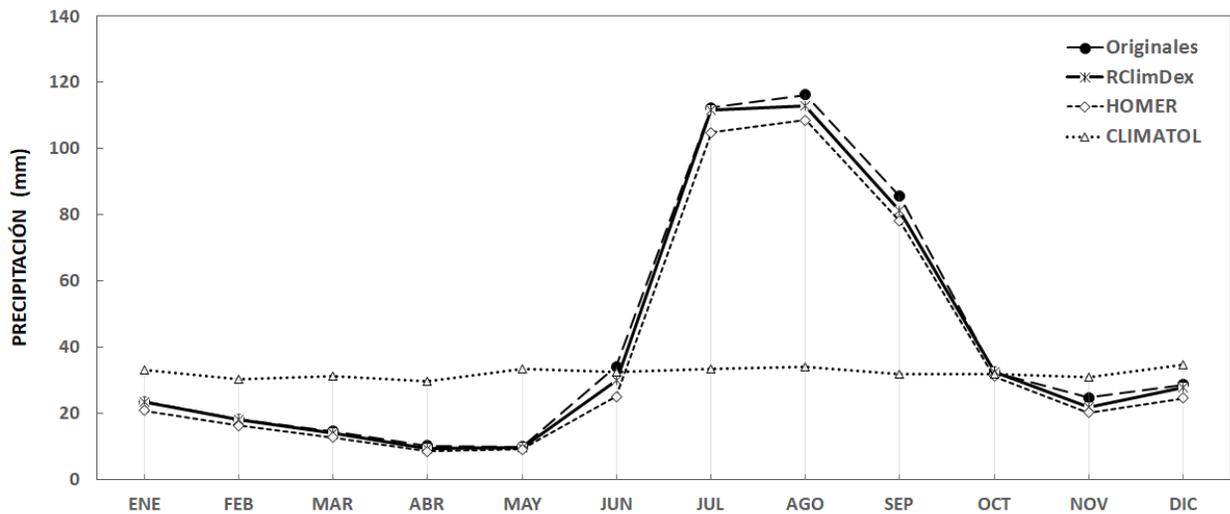


**Figura 17.** (Izquierda) PQ detectados en las 142 series de precipitación mensual. (Derecha) Series de precipitación mensual que presentaron PQ por década, utilizando Climatol 3.0.

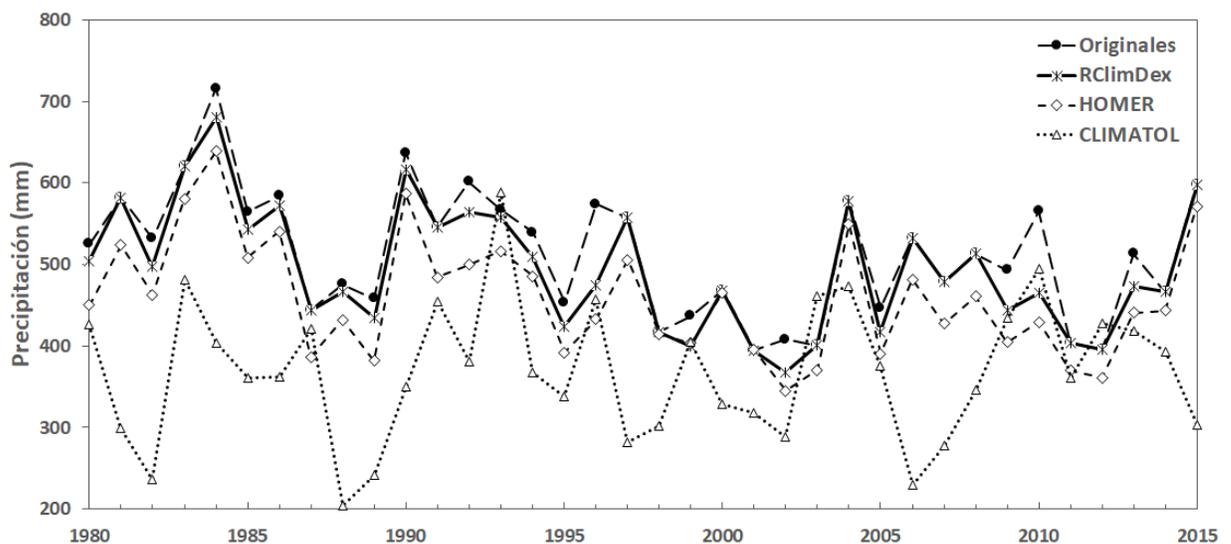
De acuerdo a la información que se muestra en la Figura 17, en el periodo 1980-2015 no se detectaron PQs en el 67.6 % de las series (96 series). Respecto del total de series consideradas (142), de 2000-2009 se detectó el mayor porcentaje de series con PQs (16.2 %), seguido de 1990-1999 con un 14.1 %, mientras que el menor porcentaje fue en 1980-1989 con 10.6 % de ellas.

Se observa además que las series homogeneizadas de forma diaria con Climatol 3.0 modificaron drásticamente la estructura del patrón típico de la región (Figura 18), la cual generó valores constantes (alrededor de 30 mm mensuales) para todos los meses del año y la precipitación total anual mostrada en la Figura 19 presenta una estructura diferente a las series obtenidas con los otros métodos (RClimDex-ExtraQC y HOMER

2.6) subestimando significativamente los de valores anuales.



**Figura 18.** Igual que la Figura 15, pero incluyendo el ciclo mensual de precipitación (mm) con datos diarios homogeneizados con Climatol 3.0 (línea punteada con triángulos vacíos).



**Figura 19.** Comparación de la precipitación total anual (mm) de 41 estaciones en la región MAN en el periodo 1980-2015, con los datos originales, datos con QC mediante RCLimDex-ExtraQC, datos homogeneizados mensualmente con HOMER 2.6 y datos homogeneizados diariamente con Climatol 3.0.

En vista de estos resultados, las series homogeneizadas de precipitación a escala diaria mediante Climatol 3.0 no se utilizaron para el análisis de eventos extremos de precipitación, ya que no representan de forma adecuada la precipitación de la región de estudio.

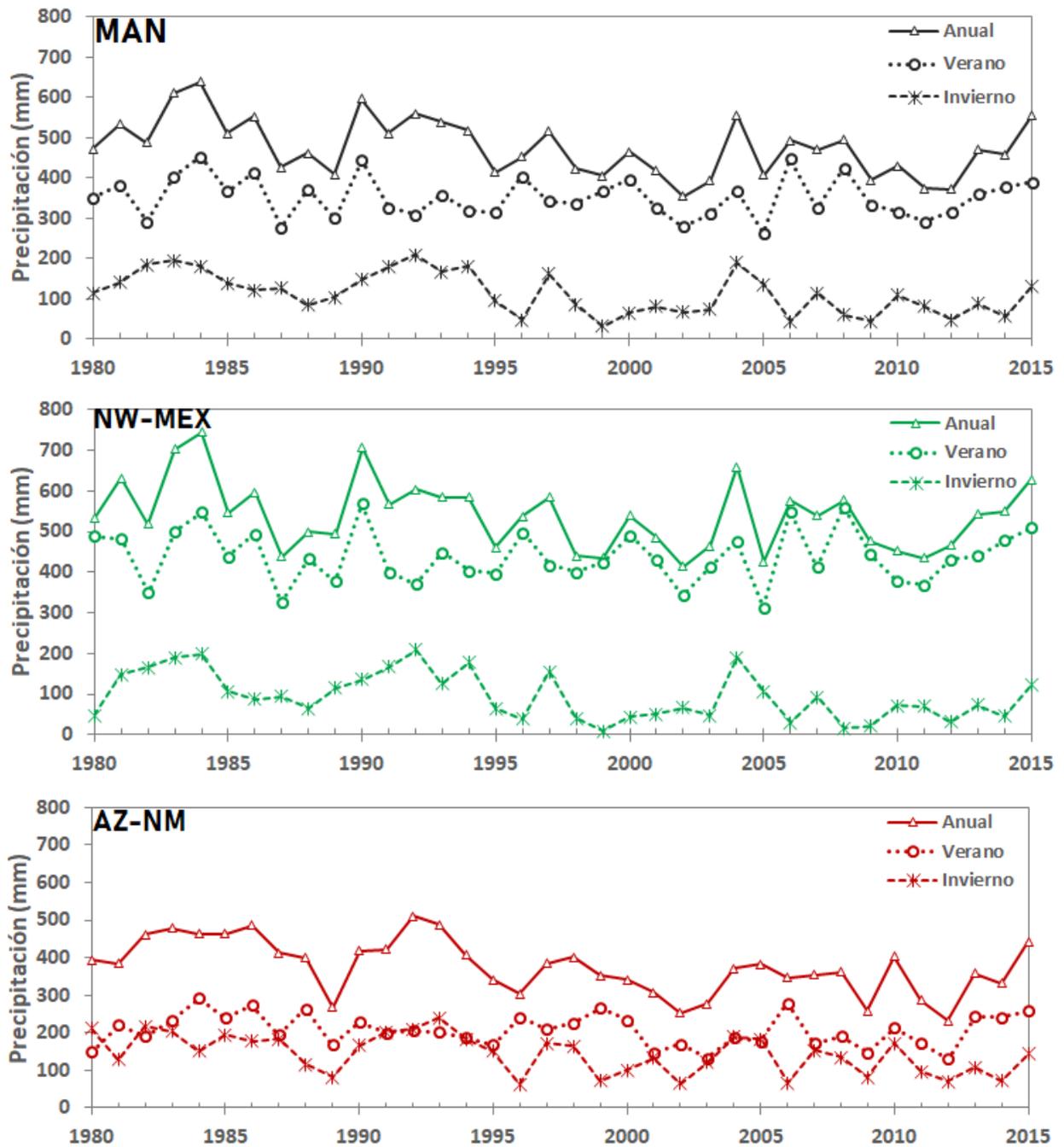
### **3.4. Análisis de eventos extremos de precipitación diarios**

En esta sección se muestran los resultados obtenidos del análisis de eventos extremos de precipitación diaria en las tres regiones de estudio usando los datos de precipitación de 41 estaciones. Las series consideradas son las que se les aplicó el control de calidad de RCLimDex-ExtraQC.

#### **3.4.1. Tendencias de la precipitación diaria extrema**

En la Figura 20 se muestran la precipitación total anual y de verano e invierno para las regiones del MAN, NW-MEX y AZ-NM. En todos los casos se presentan tendencias negativas durante el periodo de estudio. La precipitación total anual en toda la región muestra una tendencia negativa y estadísticamente significativa al 95 % de 30 mm/década en el MAN y el NW-MEX y de 35 mm/década aproximadamente en AZ-NM. La precipitación total de invierno también exhibe tendencias negativas significativas (al 95 %) en las tres regiones, mostrando un decremento de 25 mm/década. En verano también se presentan tendencias negativas (7 mm/década), pero no son significativas, por lo que la disminución anual viene principalmente del invierno. La Figura 20 y los datos de la primera línea de la Tabla 3 también resaltan la alta contribución (81 %) de las lluvias monzónicas de verano en el corazón del MAN en el NW de México, mientras que en AZ-NM la contribución anual de las lluvias de invierno (45 %) y verano (55 %) son similares.

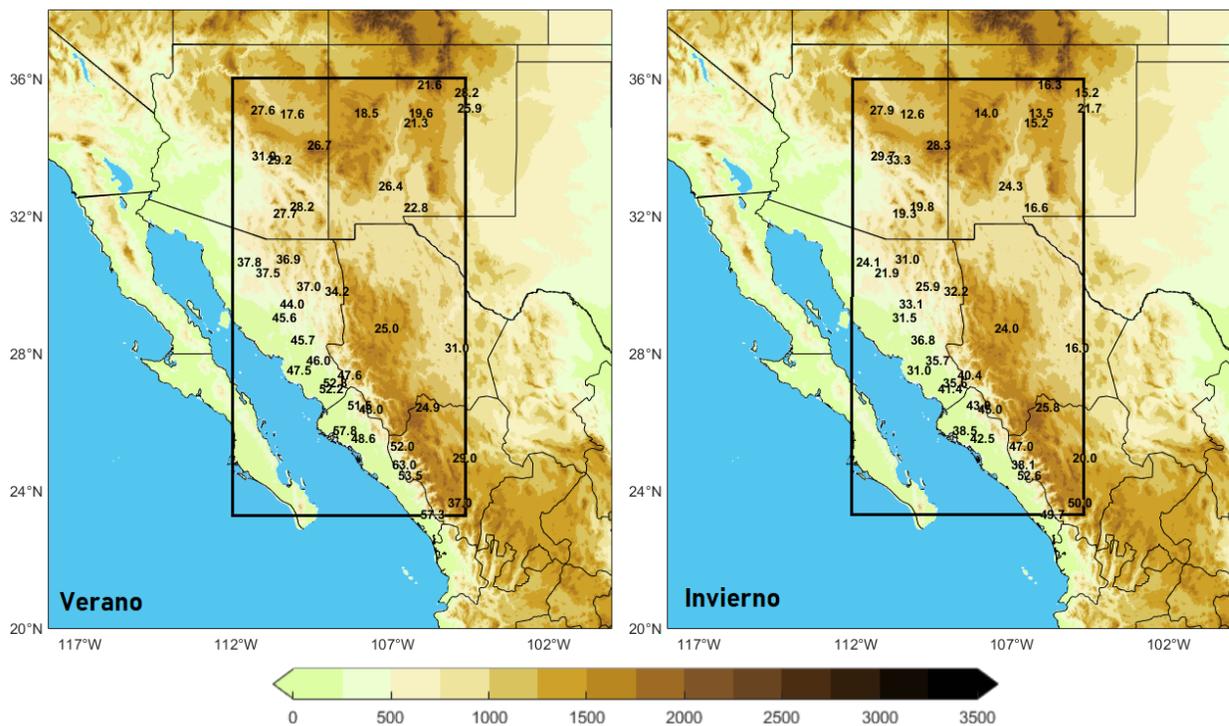
La Figura 21 muestra los umbrales del percentil 95 (P95) de la precipitación diaria de verano e invierno en la región de estudio en el periodo 1980-2015. Durante el verano (junio-octubre), el umbral de P95 en el NW-MEX varía de 25 mm/d en la parte alta de la SMO en Chihuahua (2700 msnm) a más del doble (60 mm/d) en la parte baja de Sinaloa (104 msnm). En AZ-NM, los umbrales P95 de verano varían de 17.6 mm/d en las partes altas de las sierras del norte de Arizona a 31 mm/d en la zona centro-sur del mismo. La diferencia entre el NW-MEX y AZ-NM se debe a que la primera se localiza en el núcleo del MAN, donde su cercanía al océano y la influencia de la SMO favorecen una mayor frecuencia de tormentas monzónicas convectivas y de ciclones tropicales, mientras que AZ-NM está más alejada del océano y se localiza en la zona



**Figura 20.** Precipitación total anual, de verano e invierno observada (mm) en las regiones del MAN, NW-MEX y AZ-NM, obtenidas a partir de las 41 estaciones de estudio que las conforman (Figura 10) para el periodo 1980-2015.

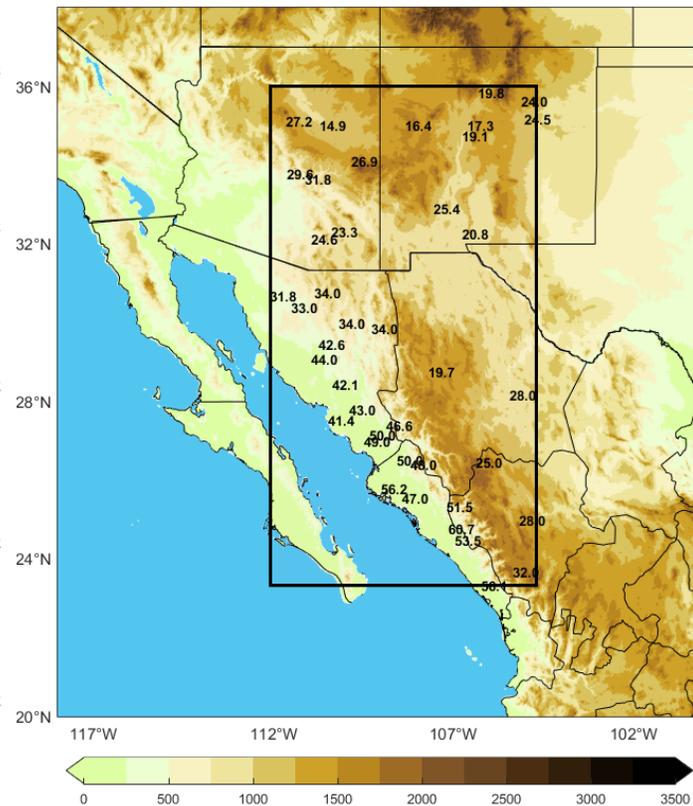
subtropical desértica donde prevalece el sistema de altas presiones subtropicales, por lo que presenta menor cantidad de lluvia de verano y sus extremos son menores.

Por el contrario, durante el invierno (noviembre-abril) el umbral de P95 de precipitación diaria en el NW-MEX presenta valores menores que los alcanzados en el verano, con variaciones que van de 16 mm/d en el este de Chihuahua a 31 mm/d en las partes bajas de Sinaloa. En cambio, la región de AZ-NM presenta valores similares a los alcanzados en verano, variando de 12.6 a 33.3 mm/d para los mismos sitios. En invierno, la precipitación es generada en su mayoría por el paso de frentes fríos y vaguadas en la corriente de chorro subtropical. De forma anual, la variación del umbral P95 es similar a los alcanzados en verano, como se puede ver en la Figura 22.



**Figura 21.** Umbrales estacionales de precipitación diaria extrema (P95) de verano (izquierda) e invierno (derecha) en la región del MAN. El promedio de P95 del verano es 37.0 mm/d y en invierno es de 29.8 mm/d, obtenidos a partir de las 41 estaciones de registro del periodo 1980-2015. El sombreado representa a la topografía (m).

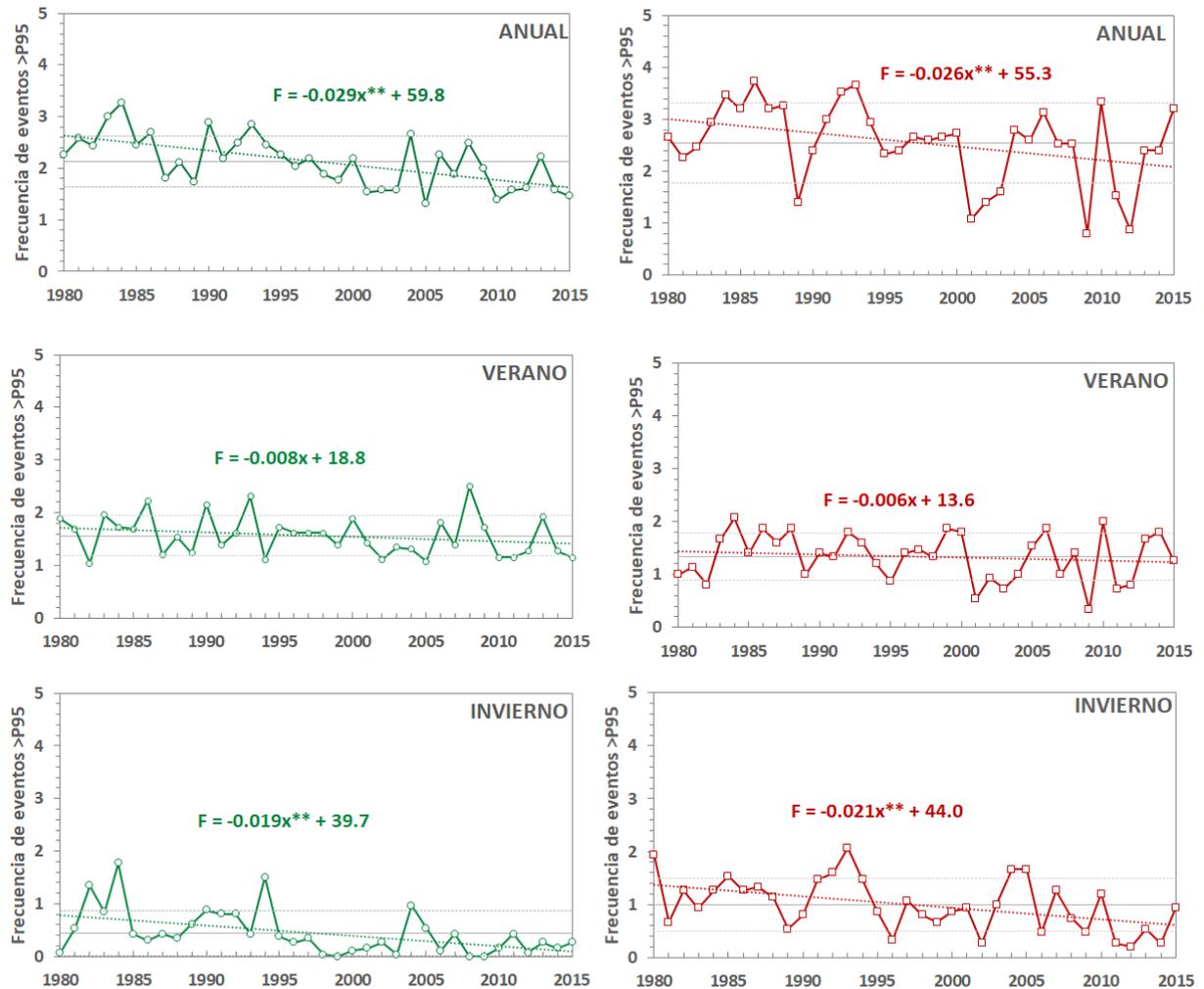
A partir de los valores de precipitación diaria por estación que superaron su respectivo umbral de P95 anual, de verano y de invierno en el periodo 1980-2015, se obtuvieron sus frecuencias/año y posteriormente se analizaron las tendencias (Figura 23). Durante el verano la frecuencia de eventos extremos es de 1.5/año en ambas regiones, mientras que durante el invierno la frecuencia disminuye como era de espe-



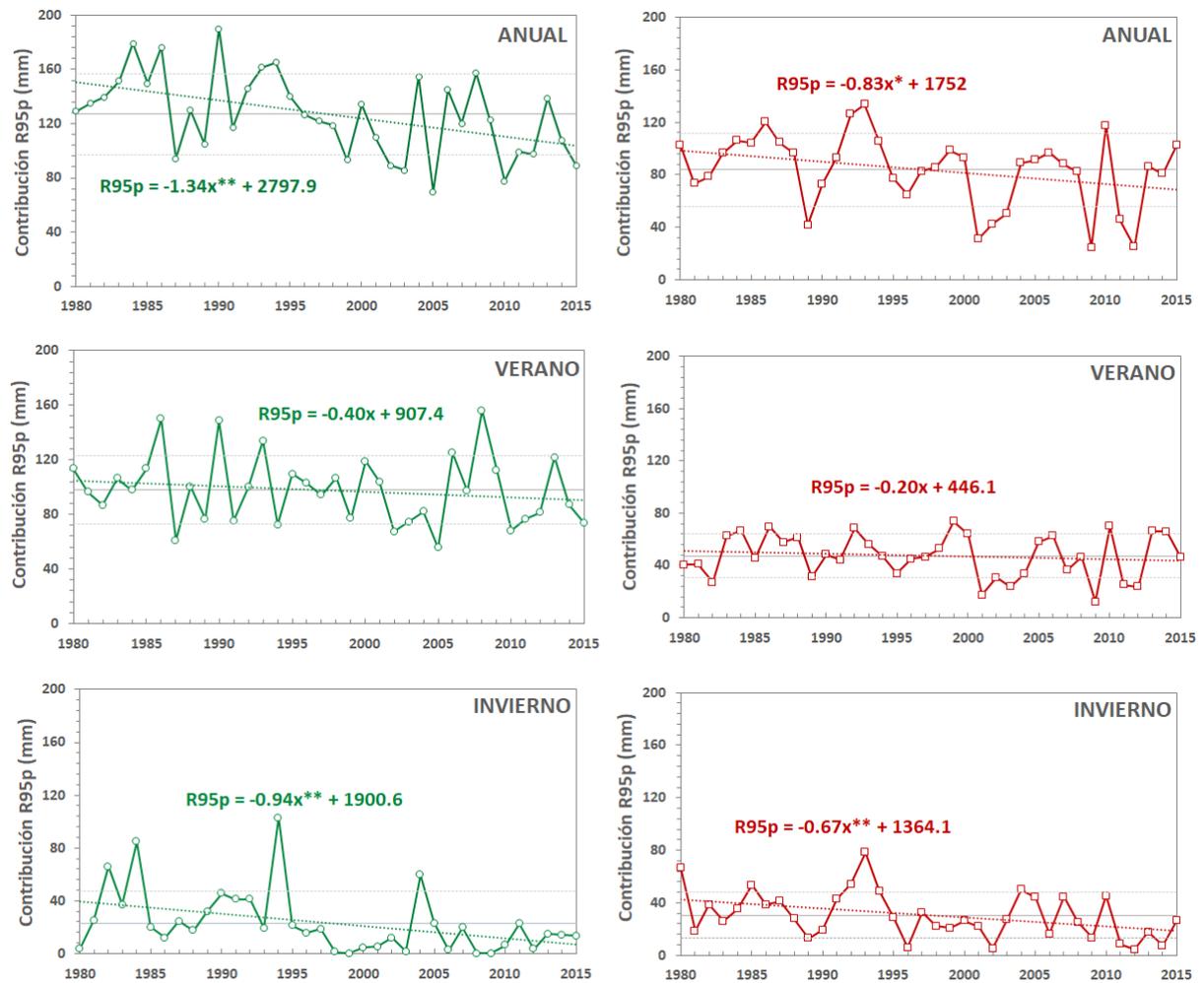
**Figura 22.** Umbrales anuales de P95 de la región del MAN obtenidos a partir de 41 estaciones de registro del periodo 1980-2015. El P95 anual promedio del MAN es 34.1 mm/d.

rarse, pero en AZ-NM la frecuencia es mayor (1 evento/año) que en el NW-MEX (0.4 eventos/año). De forma anual, AZ-NM presenta 2.5 eventos arriba del P95, mientras que NW-MEX presenta 2.1. Sin embargo, la contribución de estos eventos a la lluvia anual es mayor en el NW-MEX, como se explica más adelante (Figura 24). En todos los casos las tendencias indicaron un decremento de la frecuencia de eventos arriba del P95, pero sólo las tendencias anuales y de invierno fueron estadísticamente significativas al 95% para ambas regiones, consistente con las tendencias anuales y de invierno de la precipitación total (Figura 23) y con los resultados de Arriaga-Ramírez y Cavazos (2010).

En la Figura 24 se muestra la precipitación total anual que supera el umbral de P95 (R95p) en el NW-MEX y AZ-NM. De forma anual, el NW-MEX presentó mayor contribución del R95p que AZ-NM (126.9 mm/d y 83.8 mm/d, respectivamente), comportamiento que se mantuvo en el verano, donde el NW-MEX alcanzó 97.9 mm/d y AZ-NM 66.3 mm/d. Por el contrario, en invierno la contribución de los eventos extremos es mayor en AZ-NM con un promedio de 30.6 mm/d contra 23.1 mm/d en el NW-MEX, ya



**Figura 23.** Frecuencia de eventos por año que superaron el umbral P95 en el NW-MEX (columna izquierda) y AZ-NM (columna derecha) en el periodo 1980-2015, donde la línea punteada representa la tendencia y las líneas horizontales representan la media del periodo  $\pm 1$  desviación estándar. Se muestra la ecuación lineal de la pendiente; dos asteriscos (\*\*) representan tendencias significativas al 95 % y un asterisco (\*) tendencias significativas al 90 %.



**Figura 24.** Precipitación acumulada/año (mm) de los eventos por arriba del umbral P95 (R95p) en el NW-MEX (columna izquierda) y en AZ-NM (columna derecha) en el periodo 1980-2015. Símbolos igual que en la Figura 23.

que en AZ-NM la influencia de vaguadas en la corriente de chorro es más frecuente. En las dos regiones y al igual que en el caso de la frecuencia de eventos arriba de P95, el R95p también muestra tendencias anuales e invernales negativas significativas ( $p < 0.01$ ), aunque débiles. Las contribuciones en forma porcentual de R95p a la precipitación anual se muestran en la Figura 25. En NW-MEX el R95p anual y de verano es ligeramente mayor (23.4% y 18.2%, respectivamente) al de AZ-NM (21.8% y 12.5%, respectivamente), mientras que en invierno, la contribución de R95p en AZ-NM es de 7.8%, casi el doble que en NW-MEX con 4.1%. Para ambas regiones, las tendencias anuales y de invierno indican un decremento del porcentaje de contribución de R95p, mientras que en el verano un incremento del mismo, aunque en todos los casos, no fueron estadísticamente significativos. La información anterior para cada región se

resume en la Tabla 3.

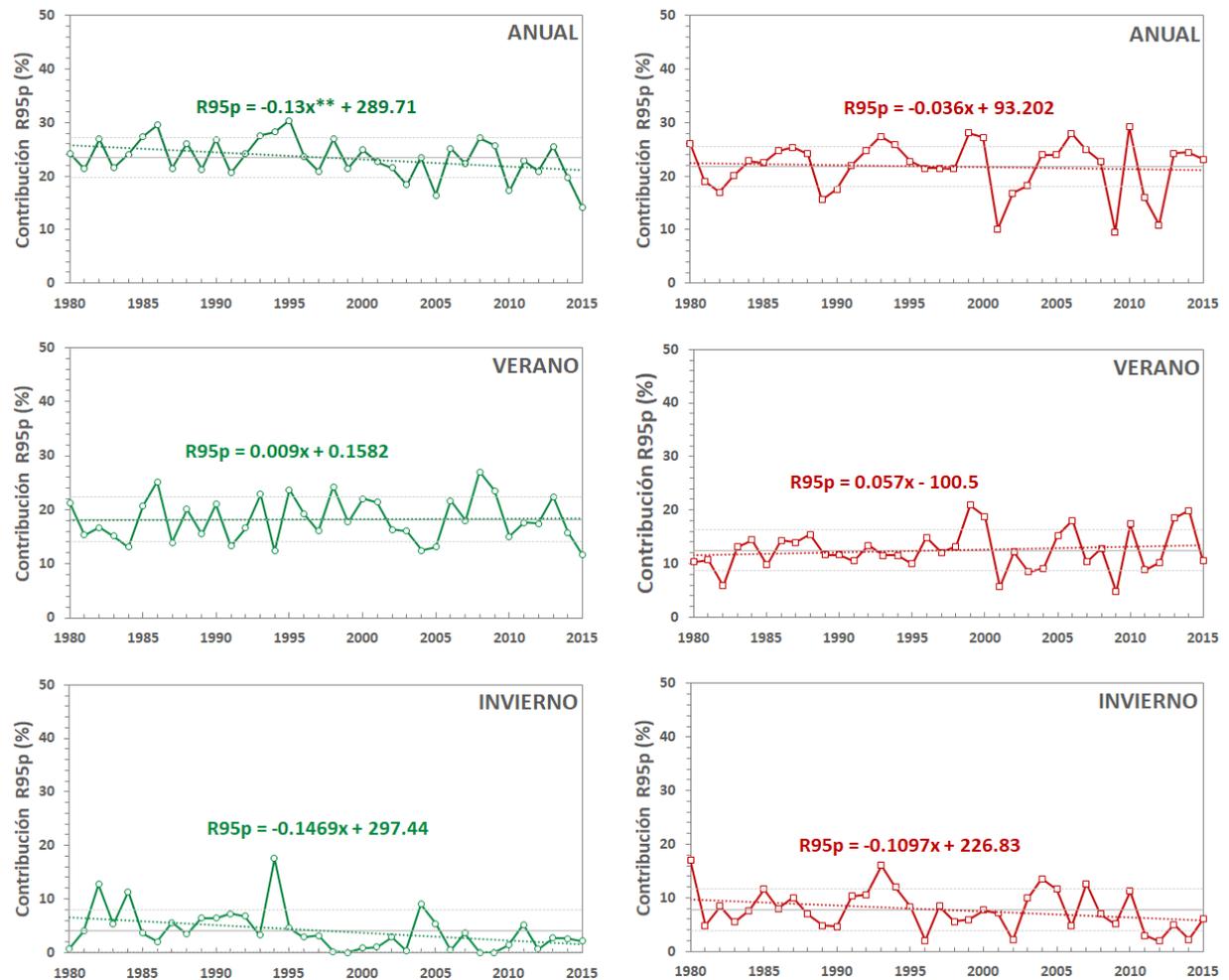


Figura 25. Igual que en la Figura 24 pero en porcentaje (%).

**Tabla 3.** Características promedio de la precipitación total y de los extremos de precipitación diaria a escala anual y estacional en las tres regiones de estudio para el periodo 1980-2015. Dos asteriscos (\*\*) representan tendencias significativas al 95 % y un asterisco (\*) tendencias significativas al 90 %.

	MAN			NW-MEX			AZ-NM		
	Anual	Verano	Invierno	Anual	Verano	Invierno	Anual	Verano	Invierno
Precipitación Total (mm)	476.0	351.3	113.0	539.8	438.8	94.6	376.3	207.2	143.6
Tendencia de precipitación total (mm/a)	-3.0*	-0.6	-2.6*	-2.7*	-0.2	-2.6*	-3.7*	-0.7	-2.5*
Umbral P95 (mm/d)	65	80	60	80	80	60	40	40	40
Frecuencia de eventos >P95	2.1	1.6	0.4	2.5	1.3	1.0	2.5	1.3	1.0
Tendencia de frecuencia de eventos >P95	-0.03**	-0.01	-0.02**	-0.03**	-0.01	-0.02**	-0.03**	-0.01	-0.02**
Contribución R95p (mm)	126.9	97.9	23.1	83.8	63.6	30.6	83.8	63.6	30.6
Tendencia de R95p (mm/a)	-1.34**	-0.40	-0.94**	-0.83*	-0.20	-0.67**	-0.83*	-0.20	-0.67**
Contribución R95p (%)	23.4	18.2	4.1	21.8	12.5	7.8	21.8	12.5	7.8
Tendencia de R95p (%/a)	0.13**	0.01	-0.15	-0.04	0.06	-0.11	-0.04	0.06	-0.11

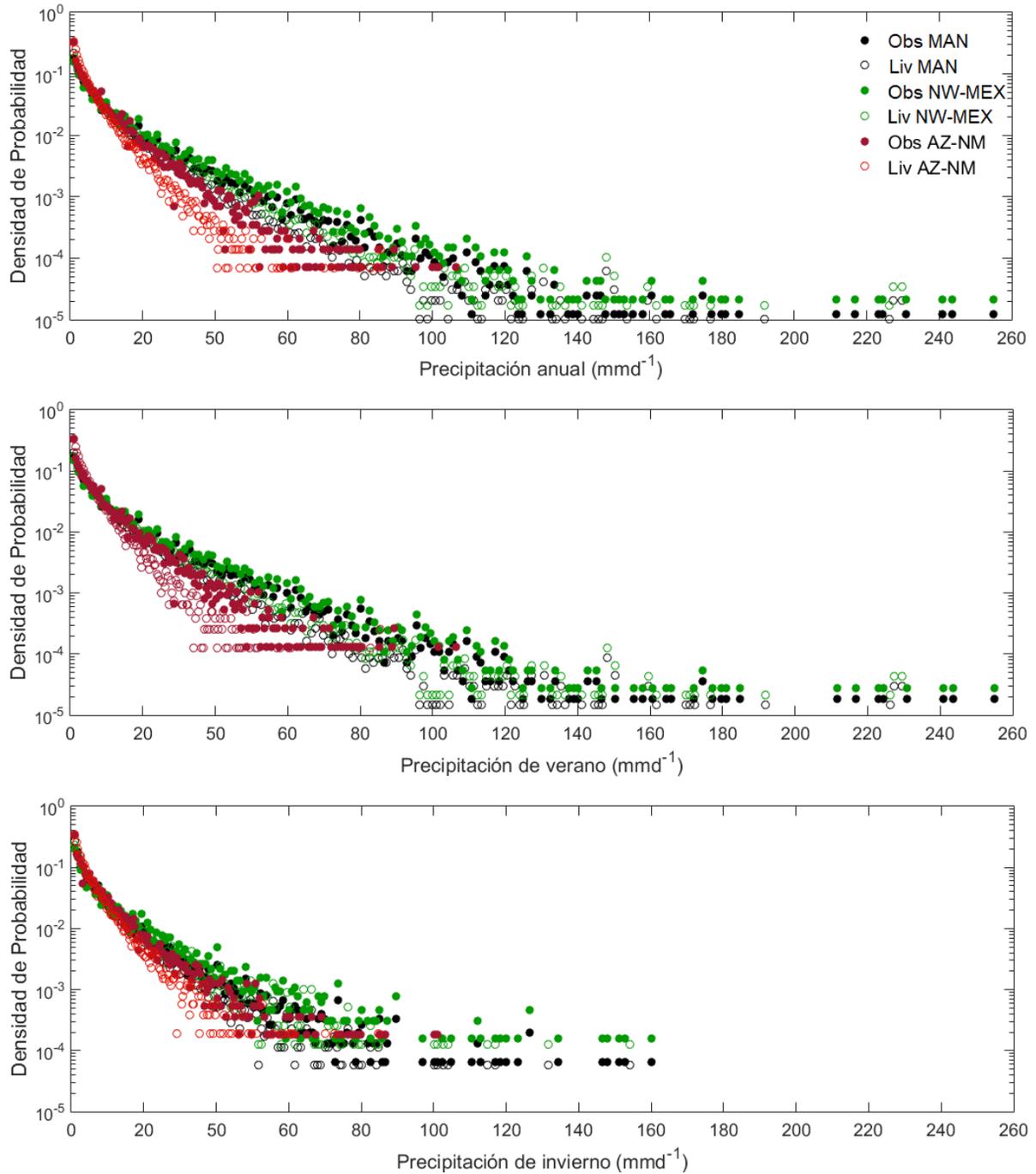
### 3.4.2. Análisis de la precipitación extrema con GPD

Se hizo primero un análisis comparativo de la distribución empírica (PDF) de los datos observados de la precipitación diaria ( $>1$  mm/d) anual, de verano y de invierno para el periodo 1980-2015, utilizando los datos de las 41 estaciones y de los puntos de malla de Livneh *et al.* (2013) más cercanos a las estaciones (Figura 26). La PDF de precipitación diaria observada en el NW-MEX presenta valores máximos superiores a 250 mm/d en el verano y alrededor de 160 mm/d en invierno, mientras que en AZ-MN, tanto en verano como en invierno se alcanzan máximos alrededor de 100 mm/d. Los datos en malla de Livneh subestiman ligeramente las densidades observadas y subestiman aproximadamente en un 10% los valores máximos (20 mm/d en el verano y 10 mm/d en invierno) en las tres regiones.

En la Figura 27 se muestran los datos empíricos de precipitación diaria observada de verano con el ajuste de las PDF teóricas de Pareto para el MAN, el NW-MEX y AZ-NM; se observa un buen ajuste tanto en los datos diarios de verano como en los anuales y de invierno (no mostrados). En la Figura 28 se presenta el mismo gráfico que en la Figura 27 pero con los datos empíricos de precipitación diaria en malla de Livneh *et al.* (2013). El ajuste es muy bueno, similar a los datos observados, aunque los valores extremos máximos de precipitación diaria de verano son más bajos que los observados, como se resaltó en la Figura 26. Este mismo comportamiento se presentó en todos los ajustes regionales y estacionales con datos de malla y su PDF teórica de Pareto.

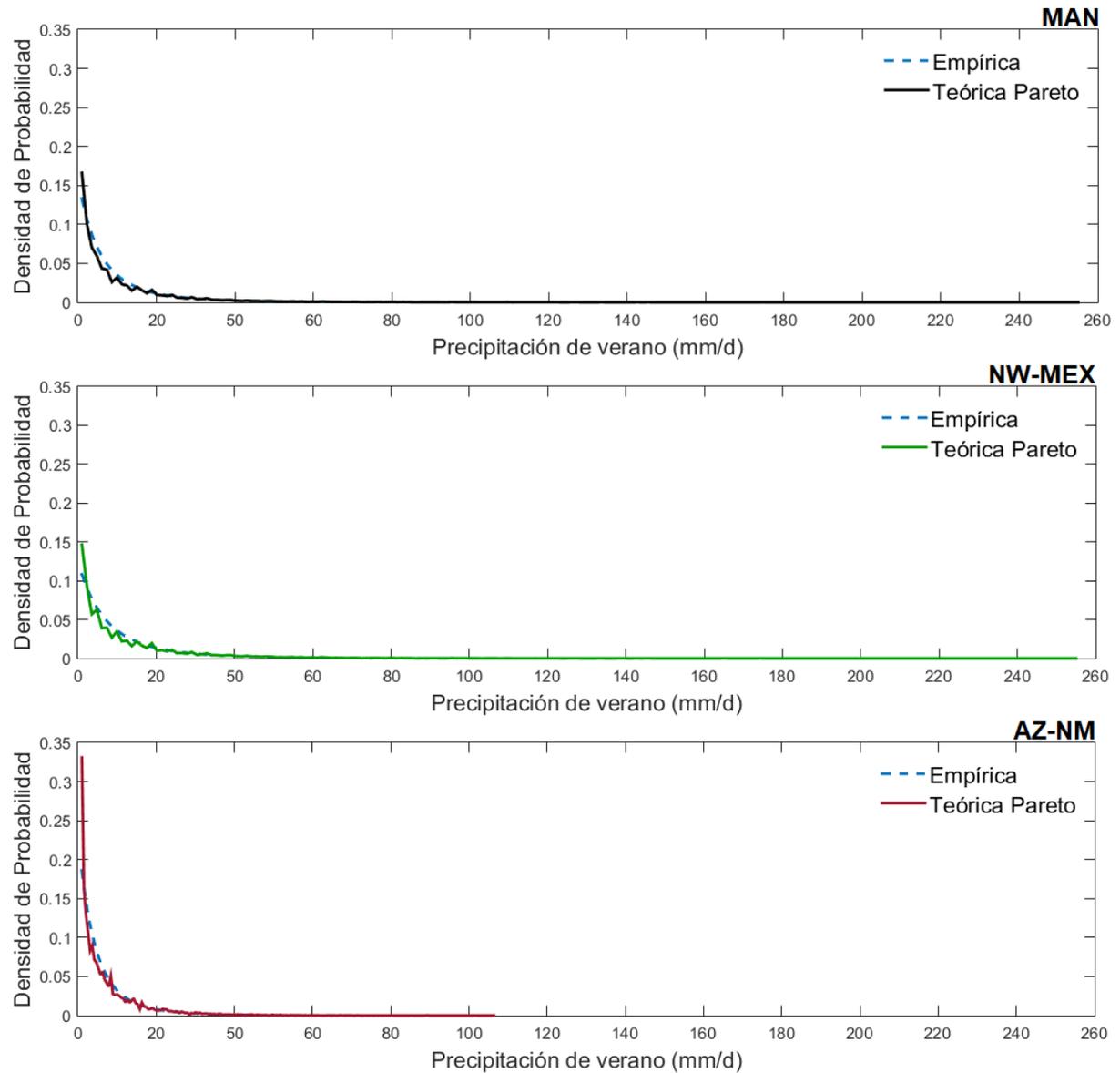
### 3.4.3. Precipitación extrema por estación

Los umbrales de precipitación extrema de las 41 series de estudio con el análisis de la GPD ( $\mu$  en Tabla 4) fueron similares a los umbrales anuales empíricos P95 que se muestran en la Figura 22. Se modelaron las series de precipitación extrema diaria anual (valores sobre el umbral establecido) con la GDP. Los parámetros estimados de los modelos resultantes para cada estación se muestran en la Tabla 4. Tomando el ejemplo de la estación de Sanalona, Sinaloa localizada en el NW-MEX, a continuación se interpretan los parámetros de los valores extremos que se muestran en la Tabla 4 y en la Figura 29. La función de máxima verosimilitud de la GDP para la precipitación



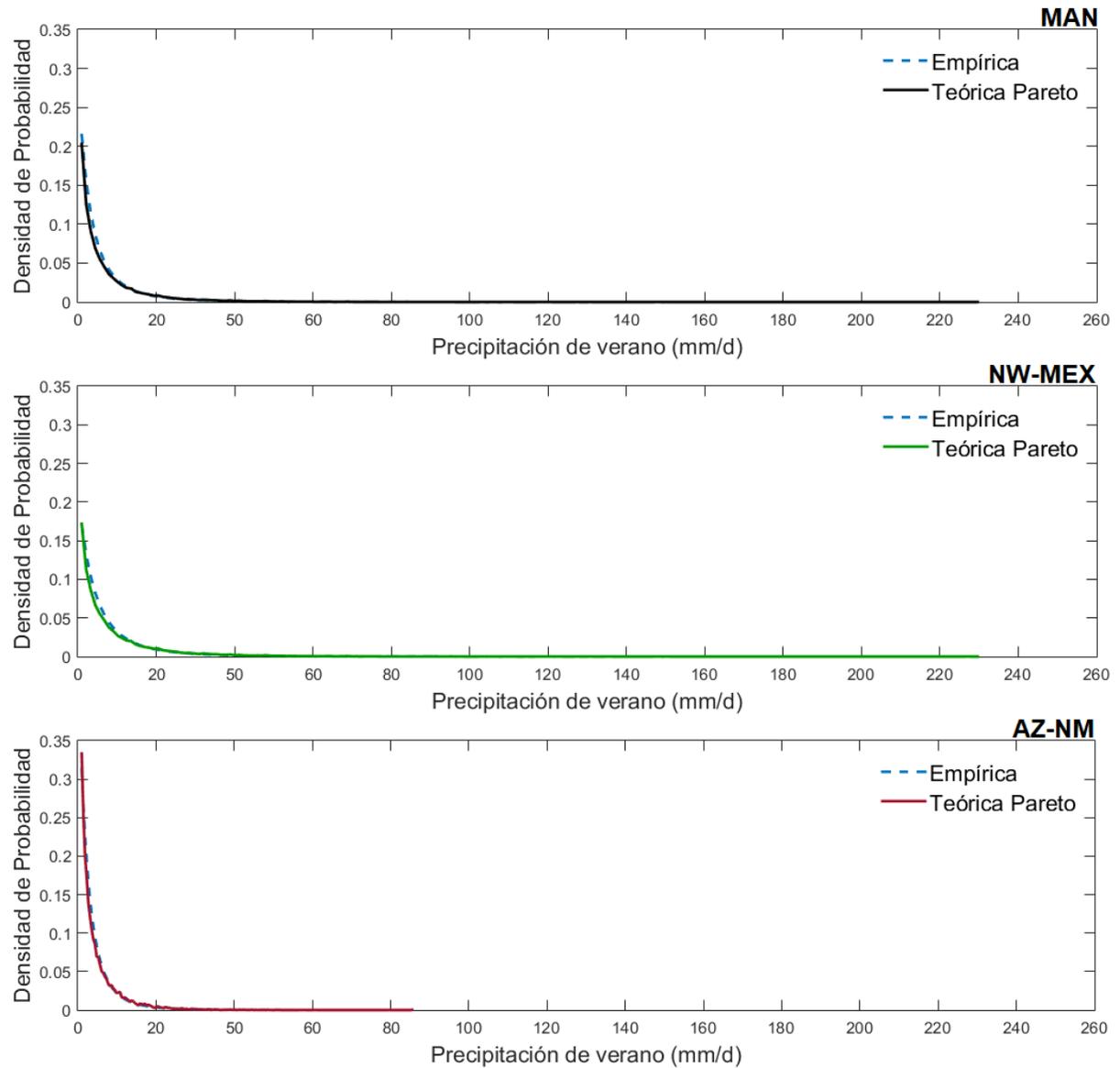
**Figura 26.** Distribuciones empíricas de probabilidad (PDF) de la precipitación diaria observada en las 41 estaciones y con datos en malla de Livneh *et al.* (2013) anual (arriba), de verano (centro) y de invierno (abajo). En negro se muestran las distribuciones la región del MAN, en verde la del NW-MEX y en rojo la de AZ-NM; los círculos abiertos son los datos de Livneh en puntos de malla cercanos a los datos observados.

extrema diaria anual produjo los siguientes resultados: con un umbral  $\mu$  de 60 mm/d, los parámetros estimados  $\sigma$  y  $\xi$  fueron  $19.76 \pm 2.86$  y  $0.13 \pm 0.10$ , respectivamente. Los intervalos de confianza (IC) al 95 % fueron (14.15, 25.38) para  $\sigma$  y (0.08, 0.33) para  $\xi$ . El parámetro de forma  $\xi$  es positivo, por lo que la GPD es tipo Pareto como



**Figura 27.** PDF teórica de Pareto ajustada a los datos empíricos de precipitación diaria (mm) observada de verano en el periodo 1980-2015 en las tres regiones de estudio (MAN, NW-MEX y AZ-NM).

se muestra en la Figura 12. Las gráficas de probabilidad y cuantiles en la Figura 29 muestran la validez del modelo propuesto, donde cada conjunto de puntos muestra un comportamiento casi lineal. La función de densidad se ajusta bien con la empírica correspondiente a los datos observados. El gráfico del periodo de retorno,  $Z_N$ , en escala logarítmica presenta las estimaciones dentro de los intervalos de confianza puntuales por aproximación normal al 95% (líneas grises punteadas) y presenta una estructura cóncava, característica de una distribución de cola pesada, como lo es la GPD. En la región de estudio, las precipitaciones extremas esperadas a  $Z_N$  menores de 10 años se asocian principalmente con fenómenos interanuales como el fenómeno de



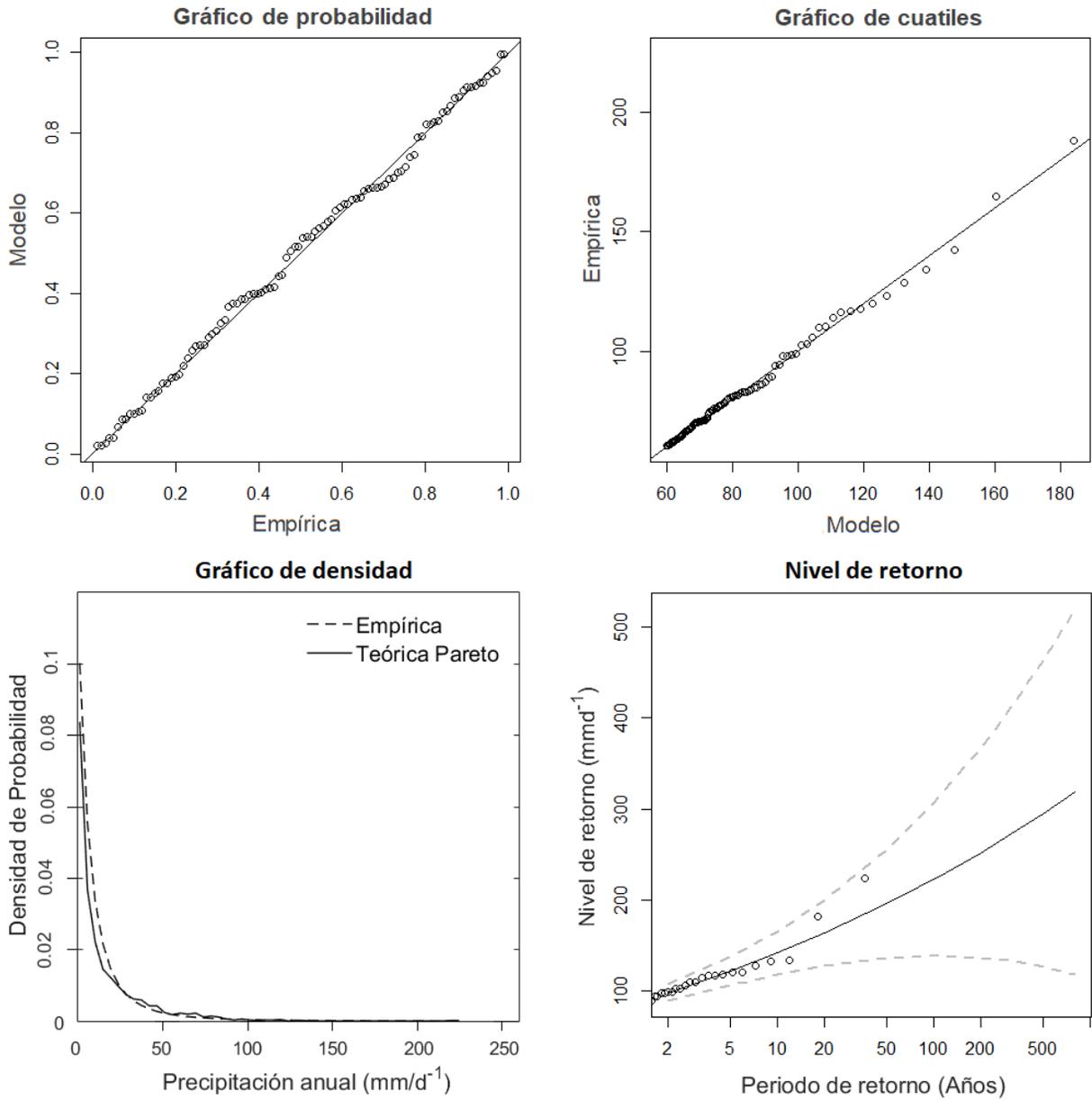
**Figura 28.** PDF teórica de Pareto ajustada a los datos empíricos de precipitación diaria (mm) en malla de Livneh *et al.* (2013) de verano en el periodo 1980-2015 en las tres regiones de estudio (MAN, NW-MEX y AZ-NM).

El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) y a escalas menores con los ciclones tropicales, el monzón y los frentes fríos. A escalas de 20 años o más, estos mismos fenómenos son modulados por oscilaciones decadales como la oscilación decadal del Pacífico (PDO) y por la oscilación multidecadal del Atlántico (AMO).

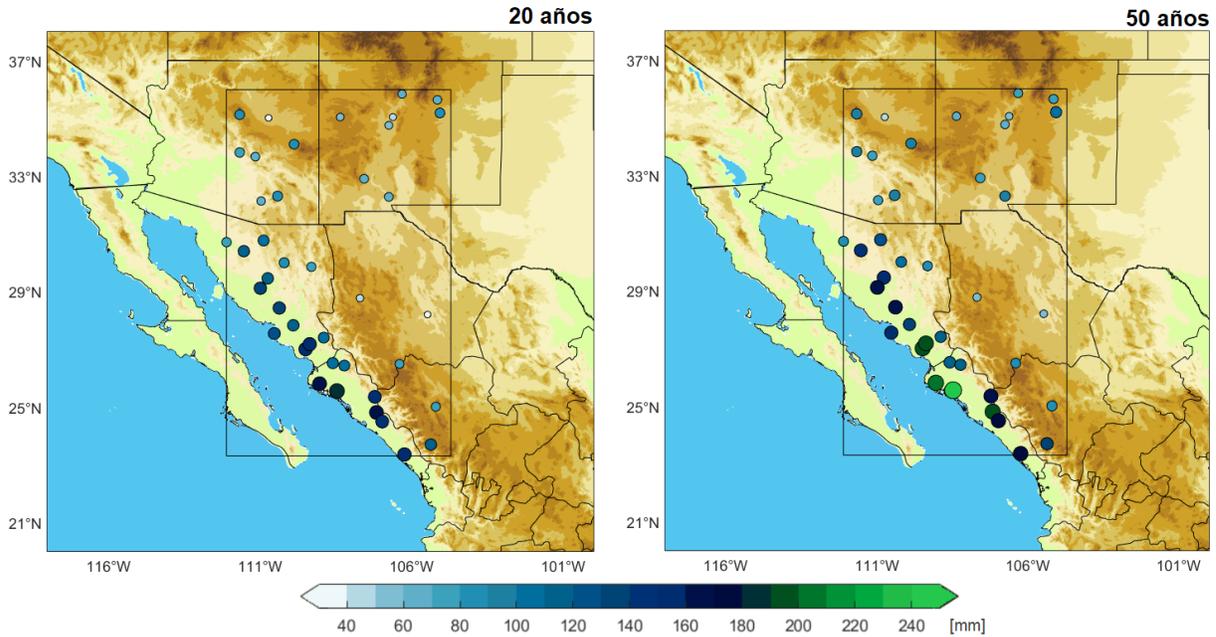
En los mapas de la Figura 30 se muestran los periodos de retorno  $Z_N$  de precipitación extrema diaria anual a 20 ( $Z_{20}$ ) y 50 ( $Z_{50}$ ) años en las 41 estaciones del área de estudio. Con un  $Z_{20}$ , las precipitaciones diarias extremas más altas, de hasta 190 mm/d, se podrían presentar en el NW-MEX (en los estados de Sinaloa y Sonora),

**Tabla 4.** Lista de parámetros  $\mu$  (umbral),  $\sigma$  (escala) y  $\xi$  (forma) estimados de los modelos GP para la precipitación extrema diaria anual en las 41 estaciones de estudio de la región del MAN para el periodo 1980-2015.  $\mu$  y  $\sigma$  se dan en *mm/d*.

			<b>Constantes del modelo</b>			
<b>País</b>	<b>Estado</b>	<b>Estación</b>	$\mu$	$\sigma$	$\xi$	
México	Son	Banamichi	34	16.26	0.05	
	Son	Ciano	49	23.88	0.15	
	Son	El Cajón	42.5	10.68	0.33	
	Son	Granados	34	14.84	-0.17	
	Son	Guaymas	42	25.92	0.03	
	Son	Hermosillo	44	19.83	0.15	
	Son	Imuris	34	15.70	0.12	
	Son	Las Panelas	45	18.12	-0.13	
	Son	Pitiquito	31.5	19.14	-0.20	
	Son	Presa Alvaro Obregón	43	24.53	-0.09	
	Son	Punta de Agua I	42	22.45	0.10	
	Son	Tesia	50	19.14	0.20	
	Son	Trincheras	33	17.63	0.18	
	Sin	Guasave	47	28.29	0.21	
	Sin	Guatenipa	51.5	17.50	0.11	
	Sin	Los Mochis	56	27.88	0.13	
	Sin	Presa Miguel Hidalgo Costilla	50	20.72	-0.16	
	Sin	Sanalona II	61	19.91	0.13	
	Sin	Santa Cruz de Alaya	53.5	15.72	0.18	
	Sin	Siqueiros	56	22.34	0.06	
	Sin	Yecorato	48	19.48	-0.18	
	Dgo	Chinacates	28	6.94	0.24	
	Dgo	El Salto	32	16.90	0.04	
	Chih	Delicias	28	8.22	0.41	
	Chih	El Vergel	25	9.54	0.06	
	Chih	Tejolocachi	20	9.06	0.03	
	Estados Unidos	AZ	Bartlett Dam	30	13.41	0.00
		AZ	Tucson Intl AP	25	8.57	0.11
		AZ	Cascabel	23	14.49	0.00
		AZ	Flagstaff Pulliam AP	27	13.19	0.00
		AZ	Mc Nary 2N	27	10.60	0.08
		AZ	Roosevelt 1 WNW	32	9.56	0.00
		AZ	Winslow Muni AP	15	7.41	-0.06
NM		El Morro Natl AP	16	7.72	0.05	
NM		Las Lunas 3 SSW	19	7.09	0.13	
NM		Hillsboro	25	11.68	0.00	
NM		State University	21	6.20	0.38	
NM		Los Alamos	20	7.83	0.09	
NM		Las Vegas Municipal AP	24	11.36	-0.05	
NM		Albuquerque Intl AP	17	7.88	-0.04	
NM		Dilia	24	7.75	0.29	



**Figura 29.** Ejemplo de los diagramas de diagnóstico de la GPD para la precipitación diaria anual en Sanalona, Sinaloa (región NW-MEX) del periodo 1980–2015. Se muestra desde la parte superior izquierda a la inferior derecha: probabilidad, cuantiles, datos empíricos observados con la función de densidad ajustada y nivel de retorno. Los cuantiles están en mm/d.



**Figura 30.** Periodos de retorno de precipitación extrema diaria anual (mm/d) en las 41 estaciones de estudio para (izquierda) 20 años ( $Z_{20}$ ) y (derecha) 50 años ( $Z_{50}$ ). El tamaño y coloración del círculo se asocia a la cantidad de precipitación extrema esperada.

principalmente en las zonas costeras y hasta media montaña. En la alta montaña de Chihuahua los valores esperados bajan hasta 40 mm/d. En AZ-NM los valores máximos extremos podrían superar los 80 mm/d en las zonas de media montaña. Para el  $Z_{50}$ , el patrón de la distribución espacial de precipitación extrema diaria se mantiene. En la zona costera de Sinaloa los resultados señalan que cada 50 años se podrían presentar valores superiores a 230 mm/d, mientras que en las partes bajas de Sonora, podrían alcanzarse valores entre 160 y 200 mm/d; en la alta montaña Chihuahuense se esperarían las precipitaciones extremas más bajas (menores a 50 mm/d). En AZ-NM se podrían alcanzar máximos extremos de alrededor de 100 mm/d cada 50 años, nuevamente en las zonas de media montaña. Comparando ambos mapas de la Figura 30, en AZ-NM el  $Z_{20}$  y el  $Z_{50}$  de precipitación extrema diaria anual presentan valores similares; con máximos aproximados de entre 80 y 100 mm/d en estaciones del extremo este y oeste de la región, y con mínimos cercanos a 50 mm/d en las partes más altas de las montañas Rocosas. Esta similitud no se observa en el NW-MEX, en donde los valores de los  $Z_{50}$  muestran precipitaciones extremas significativamente mayores que los de  $Z_{20}$ .

### 3.4.4. Precipitación extrema regional

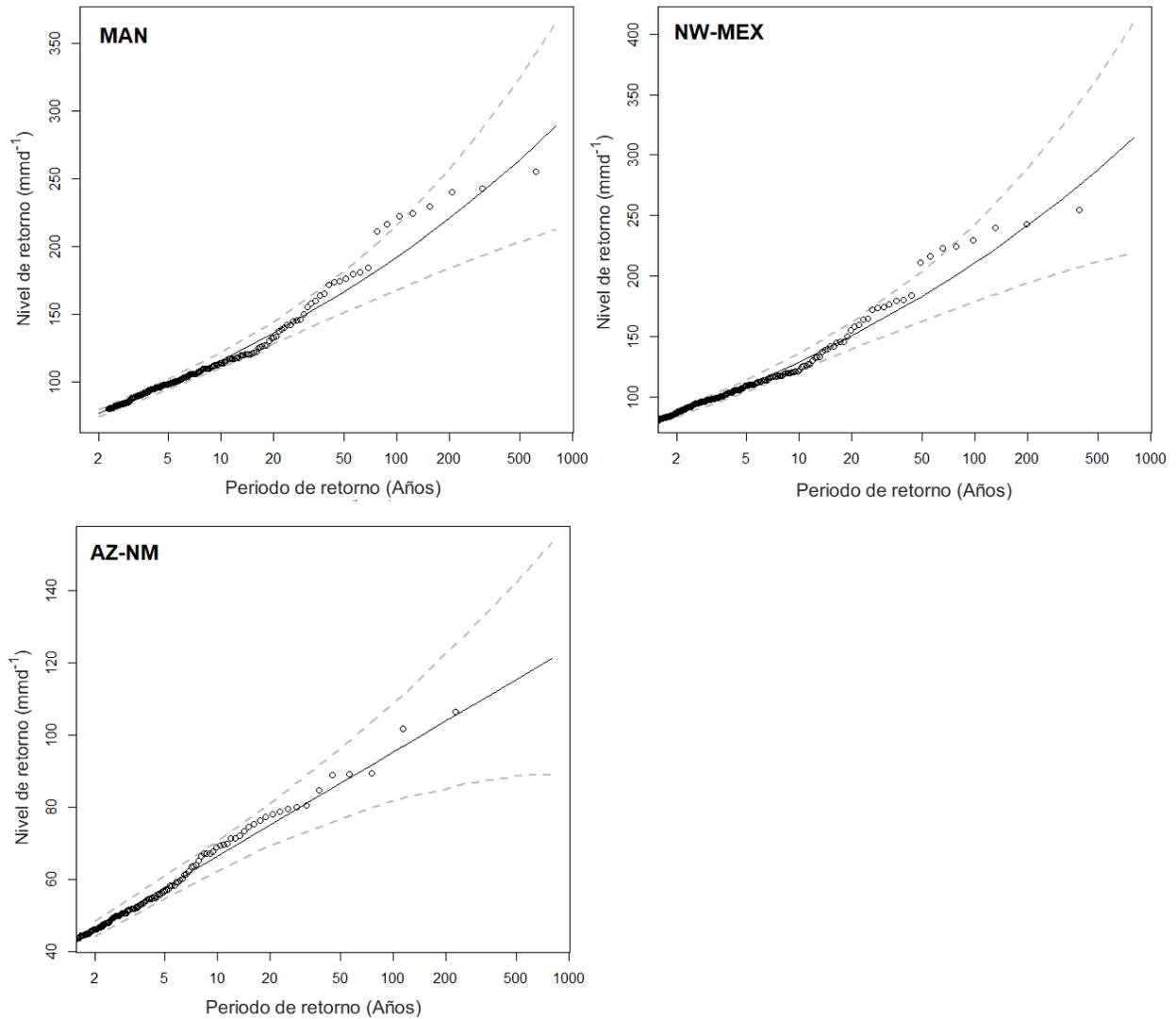
Con el fin de conocer cómo es el comportamiento de la precipitación extrema diaria a escala regional, se analizaron los conjuntos de series pertenecientes a cada región (MAN, NW-MEX y AZ-NM). Se obtuvieron los umbrales anuales, de verano e invierno, los cuales presentaron valores cercanos al umbral de precipitación diaria muy extrema (P99) de la mismas. Similar al caso mostrado para una estación de estudio en la sección 3.4.3, se ajustaron modelos a la precipitación diaria sobre el umbral para cada una de las tres regiones. En total se generaron nueve modelos y sus correspondientes parámetros estimados se muestran en la Tabla 5, con  $\mu$ ,  $\sigma$  y  $\xi$  referidos al umbral, la escala y la forma del modelo, respectivamente.

En base a los modelos generados se calculó el umbral  $Z_N$  de precipitación extrema diaria regional a escala anual, de verano y de invierno. La Figura 31 referente al verano, muestra que en el NW-MEX y el MAN, los valores más frecuentes de precipitación extrema probables para  $Z_{20}$  podrían alcanzar entre 130 a 150 mm/d, y los de  $Z_{50}$  valores entre 180 a 200 mm/d, mientras que para  $Z_{100}$ , aunque no muy frecuentes, podrían alcanzar valores de hasta 250 mm/d. En AZ-NM, con  $Z_{20}$  se podrían presentar precipitaciones cercanas a 75 mm/d, con  $Z_{50}$  valores entre 80 y 90 mm/d, mientras que para  $Z_{100}$  podrían alcanzar valores alrededor de 100 mm/d.

**Tabla 5.** Lista de parámetros estimados de los modelos GP para la precipitación diaria extrema promedio en las regiones de estudio, MAN, NW-MEX y AZ-NM, del periodo 1980-2015. El umbral ( $\mu$ ) y la escala ( $\sigma$ ) se dan en *mm/d*.

Región	Constantes del modelo								
	Anual			Verano			Invierno		
	$\mu$	$\sigma$	$\xi$	$\mu$	$\sigma$	$\xi$	$\mu$	$\sigma$	$\xi$
<b>MAN</b>	65	21.10	0.11	80	21.77	0.16	60	17.69	0.11
<b>NW-MEX</b>	80	22.78	0.13	80	22.18	0.15	60	19.38	0.10
<b>AZ-NM</b>	40	12.61	0.00	40	12.48	2.83E-08	40	13.17	-0.03

En el caso del invierno que se muestra en la Figura 32, la precipitación extrema diaria en el NW-MEX y el MAN nuevamente presentaron comportamientos similares. Para  $Z_{20}$  es probable que se alcancen valores de precipitación extrema diaria entre 80 y 90 mm/d, con  $Z_{50}$  valores entre 120 y 130 mm/d. En AZ-NM, para  $Z_{20}$  podrían ocurrir precipitaciones extremas alrededor de 75 mm/d y con  $Z_{50}$  valores cercanos a 90 mm/d.

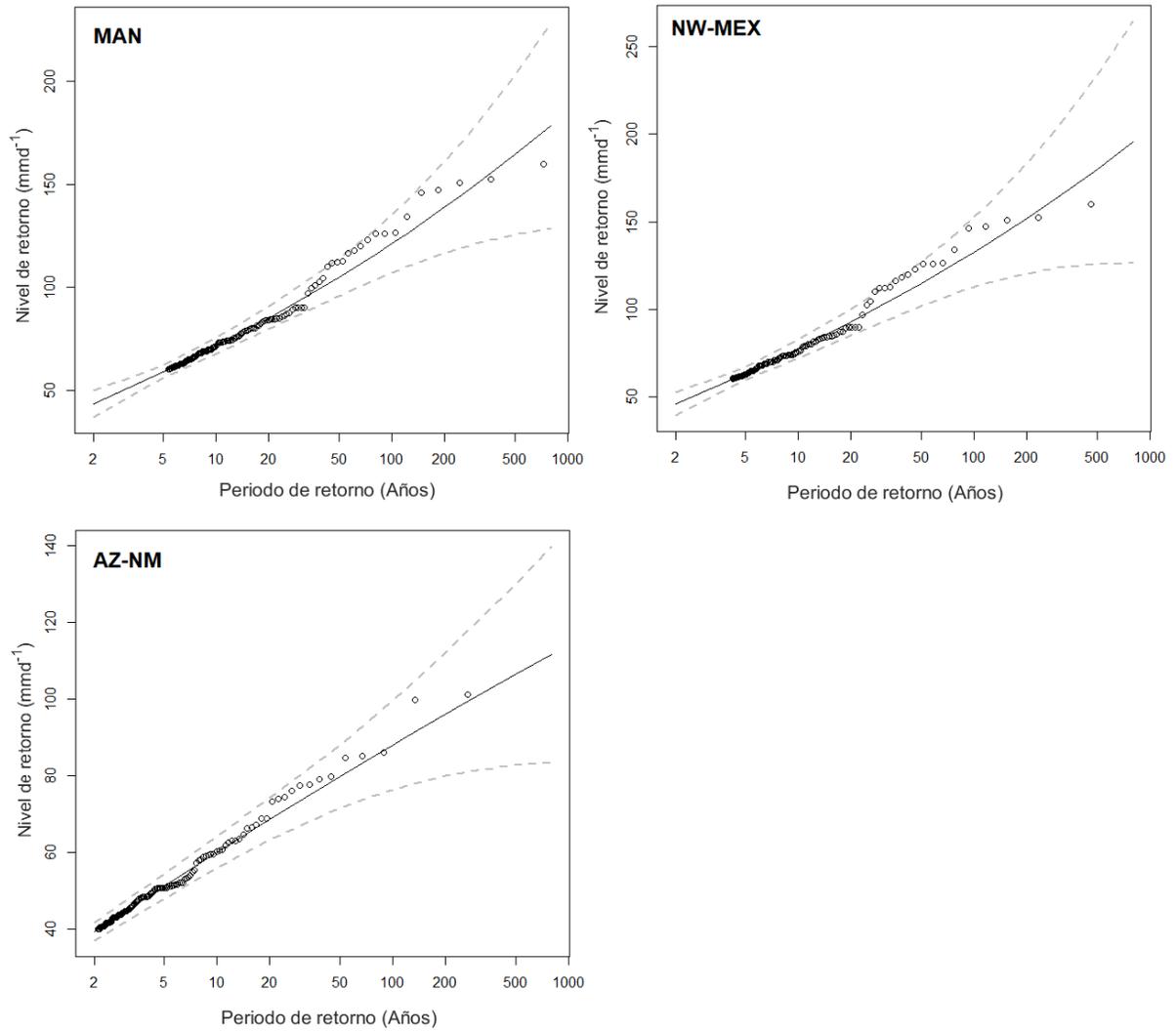


**Figura 31.** Niveles de retorno regionales para la precipitación extrema diaria (mm) de verano con intervalos de confianza de aproximación normal al 95 % para las regiones del MAN, NW-MEX y AZ-NM. Nótese la diferencia de escalas en el eje y.

Comparando de forma estacional, las precipitaciones diarias extremas esperadas de acuerdo a los periodos de retorno en el MAN y NW-MEX se reducen alrededor de 100 mm/d de verano a invierno, mientras que en la región de AZ-NM, la diferencia estacional es muy pequeña, como se muestra en las Figuras 31 y 32 y en el umbral de la Tabla 5. Esta diferencia estacional también se observó en la precipitación total (Figura 20).

Del mismo modo, se ajustaron modelos a los datos de precipitación en malla de Livneh, pero debido a que ésta subestimó los valores máximos, los umbrales  $Z_{20}$  y  $Z_{50}$  correspondientes también lo reflejaron con valores hasta 20 mm/d más bajos que los

obtenidos a partir de los datos de series observadas.



**Figura 32.** Igual que la Figura 31, pero para el invierno.

## Capítulo 4. Discusión

---

En este estudio se analizó la precipitación diaria observada de 41 estaciones y datos en malla de la región del monzón de América del Norte (MAN) durante el periodo 1980-2015. Se evaluaron sus tendencias promedio y las características de los eventos extremos utilizando la Distribución Generalizada de Pareto (GPD) de la Teoría de Valor Extremo. Como herramienta previa, los datos pasaron por varios controles de calidad (QC) y posteriormente se aplicó homogeneización a escala diaria y mensual.

Algunos trabajos en diferentes partes del mundo se han centrado en mejorar la calidad de series largas de precipitación más allá de un QC; es decir, han seguido mejorando las series mediante técnicas de homogeneización a escala mensual y diaria (e.g., Aguilar *et al.*, 2005; Firat *et al.*, 2011; Hernández-García *et al.*, 2012; Pérez-Zanón *et al.*, 2016). En México, estas técnicas se han usado muy poco (e.g., Aguilar *et al.*, 2005; Montero-Martínez *et al.*, 2018) y, específicamente en la región de estudio, sólo Montero-Martínez *et al.* (2018) hicieron una homogeneización diaria con Climatol 3.0, pero en una región pequeña de Chihuahua. La mayoría de los trabajos para México se han esforzado en aplicar controles de calidad a los datos, particularmente para estudiar eventos extremos, así como la precipitación diaria en la zona del MAN (Cavazos y Rivas, 2004; Cavazos *et al.*, 2008; Arriaga-Ramírez y Cavazos, 2010). En este trabajo se aplicó primero RClmDex-ExtraQC que es un QC intensivo mediante una rutina de cómputo utilizada en estudios climáticos actuales (Pérez-Zanón *et al.*, 2016; Montero-Martínez *et al.*, 2018), a la precipitación diaria de 142 estaciones de la región de estudio, y posteriormente se les aplicó una homogeneización mensual con HOMER 2.6 y otra diaria con Climatol 3.0.

Los resultados de la homogeneización mostraron que HOMER 2.6 fue capaz de generar series homogéneas que reprodujeron adecuadamente las características de la precipitación monzónica, mientras que Climatol 3.0 generó series espurias. Aunque ambos métodos de homogeneización son conocidos por presentar errores pequeños en la identificación de los puntos de quiebre (PQs) (Guijarro *et al.*, 2016), por ser a escala diaria Climatol 3.0 tiende a presentar mayor número de PQs que HOMER 2.6 (Hernández-García *et al.*, 2012), lo cual es consistente con los resultados de esta tesis.

Aunque Climatol 3.0 se ha aplicado a series de precipitación mensual y se han obtenido resultados adecuados en regiones de clima monzónico (Guijarro *et al.*, 2016), su versión para valores diarios de precipitación aún es tema de discusión. Según Hernández-García *et al.* (2012), la selección de parámetros es mucho más compleja para lograr conservar algunas de las características regionales, así como otras de tipo más local y depende mucho de las series de referencia. Por lo anterior, las discrepancias entre ambos resultados son ocasionadas probablemente por la diferencia en las condiciones geográficas de los conjuntos de estaciones analizadas en cada estudio. Por ejemplo, para el caso de la cuenca del Río Conchos en Chihuahua, Montero-Martínez *et al.* (2018) aplicaron Climatol 3.0 a escala diaria con buenos resultados, pero utilizaron únicamente 14 estaciones entre 1100 y 1800 msnm, con distancias de separación de hasta 60 km, mientras que en nuestro caso se utilizaron 142 series divididas en dos grupos (NW-MEX y AZ-NM) y con altitudes desde 0 a 3000 msnm, con separaciones de hasta 120 km entre dos estaciones. Tales diferencias pudieron haber influido en el incumplimiento de similitud de condiciones climáticas entre estaciones, afectar la identificación de PQs e impactar en los factores de corrección, generando series muy distintas a las originales que no representaron de forma adecuada a la región del MAN.

El análisis de eventos extremos se realizó considerando las series diarias con control de calidad de RCLimDex-ExtraQC. Se encontró que la precipitación total anual y de invierno en toda la región muestran tendencias negativas y estadísticamente significativas al 95% del orden de -25 a -30 mm/década consistentes con los resultados de Cavazos *et al.* (2019), quienes además encontraron que la precipitación en esta región está asociada negativamente (positivamente) a la AMO (PDO). En el verano también se presentan tendencias negativas (7 mm/década), pero no son significativas, por lo que la disminución anual viene principalmente del invierno.

Durante el verano, el umbral de P95 es dos veces mayor en el NW-MEX que en AZ-NM, en parte porque en el NW-MEX llueve el doble (Tabla 3) ya que la cercanía del océano y la influencia de la SMO favorecen una mayor frecuencia de tormentas monzónicas convectivas y de ciclones tropicales, mientras que AZ-NW está más alejada del océano y se encuentra en la zona subtropical semi-desértica donde prevalece el sistema de altas presiones, por lo que presenta menor cantidad de lluvia y sus extremos son menores. Durante el invierno, tanto el NW-MEX como AZ-NM presentan

valores similares del umbral P95, ya que la lluvia extrema invernal en ambas regiones se asocia al paso de frentes fríos, vaguadas y ríos atmosféricos en la corriente de chorro subtropical modulados parcialmente por las fases de ENSO (Cavazos y Rivas, 2004; Knippertz y Martin, 2007; Rivera *et al.*, 2014).

La contribución total de los eventos extremos diarios (R95p) del verano a la precipitación anual media en el NW-MEX fue aproximadamente del 23 %, lo cual concuerda con los resultados obtenidos por Cavazos *et al.* (2008) para otro periodo, y fue casi el doble de la registrada en AZ-NM. Cavazos *et al.* (2008) asoció esta contribución a la influencia de los ciclones tropicales, mientras que Curtis (2008) analizó extremos diarios a escalas decadales y encontró que durante la fase negativa de la AMO el NW-MEX registra más eventos extremos durante el verano. Tanto Curtis (2008) como Cavazos *et al.* (2019) encontraron que la lluvia total de verano muestra una tendencia negativa pero débil, consistente con nuestros resultados, y lo asociaron a la fase positiva de la AMO.

La comparación de la distribución de la precipitación diaria en el MAN con datos observados y en malla de Livneh *et al.* (2013) mostró que estos últimos subestiman en un 10 % los valores máximos de verano e invierno ( $\sim 20$  mm/d y 10 mm/d, respectivamente). Asimismo, los datos empíricos de precipitación diaria observada y en malla presentaron un buen ajuste a la PDF teórica de la GPD, tanto en el análisis por estación como en el regional, lo cual es consistente con los resultados obtenidos por Panorska *et al.* (2007), Cavanaugh *et al.* (2015) y Luong *et al.* (2017), quienes mencionan que la GPD representa de forma adecuada el comportamiento de la precipitación extrema de la zona suroeste de Estados Unidos.

Los periodos de retorno ( $Z_N$ ) de lluvias extremas son muy utilizados en hidrología cuando se analiza el impacto a largo plazo de las inundaciones en zonas urbanas o para la construcción de presas. En estudios del impacto de cambio climático también es común analizar los  $Z_{20}$  o los  $Z_{50}$  de alguna variable y cómo podrían cambiar en el futuro (e.g, Kharin *et al.*, 2005; Zwiers *et al.*, 2011). En esta tesis se analizaron los  $Z_{20}$  y los  $Z_{50}$  de la precipitación diaria y se encontró que de forma anual en el NW-MEX pueden ocurrir lluvias de 200 mm/d una vez cada 50 años ( $Z_{50}$ ) principalmente en zonas costeras, mientras que en AZ-NM podrían llegar a 100 mm/d, principalmente en zonas de media montaña. Durante el verano, en el NW-MEX se podrían presentar precipita-

ciones extremas diarias hasta de 150 y 240 mm/d para  $Z_{20}$  y  $Z_{50}$ , respectivamente, en comparación con los esperados en AZ-NM que serían de 75 y 90 mm/d, respectivamente; este comportamiento se mantiene en invierno en AZ-NM, pero las precipitaciones extremas diarias del NW-MEX sufren una disminución aproximada de 70 mm/d respecto del verano, mientras que en AZ-NM la diferencia estacional es muy pequeña. Según observaciones, lluvias de tales magnitudes ya han ocurrido en el pasado; en el NW-MEX se han presentado en verano ocasionadas por ciclones tropicales, mientras que en AZ-NM eventos de este tipo se han observado en invierno y verano, ocasionadas por tormentas invernales y lluvias monzónicas, respectivamente. Las precipitaciones extremas esperadas para  $Z_{50}$  en AZ-NM concuerdan con las obtenidas por Dominguez *et al.* (2012), mediante datos observados en malla de EUA, quienes reportan que podrían presentarse precipitaciones extremas de hasta 80 mm/d en el invierno.

Es importante señalar que muy pocos trabajos han analizado las precipitaciones extremas diarias utilizando series de observaciones con el enfoque aquí utilizado (Teoría de Valores Extremos); la mayoría de los trabajos previos usan datos observados en malla o datos generados por modelos, que en algunos casos pueden subestimar o sobreestimar los valores máximos de precipitación como los encontrados en esta tesis con los datos en malla de Livneh.

## Capítulo 5. Conclusiones

---

En este trabajo se analizaron los eventos extremos de precipitación diaria en 41 estaciones en dos sub-regiones del MAN (el NW-MEX y AZ-NM) durante el periodo 1980-2015, mediante el enfoque de la Teoría de Valores Extremos. Un aspecto relevante fue la importancia que se le dio a la calidad de los datos mediante la aplicación sistematizada del control de calidad con RCLimDex-ExtraQC, así como de los métodos de homogeneización HOMER 2.6 y Climatol 3.0, a escala mensual y diaria respectivamente, con la finalidad de trabajar únicamente con las series de datos más adecuadas y completas.

Para el análisis tendencias y de eventos extremos de la precipitación diaria, se generó una nueva base de datos, formada por las series que pasaron por QC con RCLimDex-ExtraQC, las cuales preservaron las características de la precipitación monzónica de la región de estudio. De forma general, los resultados de los análisis aplicados considerando esta base corregida, concuerdan con los obtenidos en trabajos previos para la región.

La precipitación homogeneizada a escala diaria mediante Climatol 3.0 presentó resultados con modificaciones drásticas en la estructura de los patrones típicos de la lluvia monzónica de la región de estudio, como el ciclo anual e interanual, respecto a las series originales y los otros métodos aplicados (RCLimDex-ExtraQC y HOMER 3.0), por lo que no se consideró para los análisis realizados posteriormente.

Las tendencias de precipitación anual e invernal mostraron una disminución estadísticamente significativa (al 95%) en el MAN durante el periodo de estudio. La precipitación total anual en toda la región muestra tendencias de -30 mm/década en el MAN y el NW-MEX, y de -35 mm/década en AZ-NM. La precipitación total de invierno también presenta tendencias negativas en las tres regiones (25 mm/década) y podría ser la causante principal de la disminución a escala anual. La tendencia de la frecuencia de eventos que sobrepasaron el umbral P95 muestra una reducción significativa de 2 eventos/década en el invierno, en el NW-MEX y AZ-NM. La precipitación acumulada de los eventos que superaron el umbral P95 ( $R_{95p}$ ), en invierno del NW-MEX y AZ-NM también mostraron tendencias negativas significativas (10 mm/década).

Al comparar las distribuciones de la densidad de probabilidad (PDF) de la preci-

pitación diaria en el MAN con datos observados y en malla de Livneh *et al.* (2013), se encontró que ambas se ajustan muy bien a la PDF teórica generalizada de Pareto (GDP), pero las PDF de Livneh en las tres regiones analizadas subestiman ligeramente las PDF observadas y tienden a subestimar hasta en un 10% los valores máximos extremos de verano e invierno (20 mm/d y 10 mm/d, respectivamente). Sin embargo, esta diferencia podría considerarse como pequeña y los datos en malla podrían utilizarse en un futuro para hacer comparaciones y evaluaciones de las salidas de modelos regionales o globales.

De acuerdo a los resultados de los periodos de retorno, se podrían presentar precipitaciones superiores a 200 mm/d una vez cada 50 años principalmente en zonas costeras del NW-MEX y cercanas a 100 mm/d en zonas de media montaña de AZ-NM; en el NW-MEX tales precipitaciones extremas son más probables durante el verano, mientras que en AZ-NM podrían presentarse en verano e invierno. Dada la importancia de las afectaciones que estos eventos han generado históricamente, es importante que la información de su probable ocurrencia trascienda a otros campos con el fin de que los eventos extremos de precipitación de tales magnitudes sean considerados a futuro en pronósticos del tiempo, prevención en zonas costeras y en el desarrollo de infraestructuras como puentes y presas.

## Literatura citada

- Aguilar, E. y Prohom, M. (2011). *RClimDex-extraQC (EXTRAQC Quality Control Software). User Manual*. Centre for Climate Change, C3, Universitat Rovirai Virgili, Tarragona, España. Disponible en <http://www.c3.urv.cat/data.html>.
- Aguilar, E., Auer, I., Brunet, M., Peterson, T., y Wieringa, J. (2003). Guidelines on climate metadata and homogenization. world climate programme data and monitoring wcdmp-no. 53, wmo-td no. 1186. *World Meteorological Organization, Geneva*, **55**.
- Aguilar, E., Peterson, T. C., Obando, P. R., Frutos, R., Retana, J. A., Solera, M., Soley, J., García, I. G., Araujo, R. M., Santos, A. R., Valle, V. E., Brunet, M., Aguilar, L., Álvarez, L., Bautista, M., Castañón, C., Herrera, L., Ruano, E., Sinay, J. J., Sánchez, E., Oviedo, G. I. H., Obed, F., Salgado, J. E., Vázquez, J. L., Baca, M., Gutiérrez, M., Centella, C., Espinosa, J., Martínez, D., Olmedo, B., Espinoza, C. E. O., Núñez, R., Haylock, M., Benavides, H., y Mayorga, R. (2005). Changes in precipitation and temperature extremes in central america and northern south america, 1961–2003. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **110**(D23).
- Alexandersson, H. (1986). A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*, **6**(6): 661–675.
- Alexandersson, H. y Moeberg, A. (1997). Homogenization of swedish temperature data. part i: Homogeneity test for linear trends. *International Journal of Climatology*, **17**(1): 25–34.
- Arriaga-Ramírez, S. y Cavazos, T. (2010). Regional trends of daily precipitation indices in northwest mexico and southwest united states. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **115**(D14).
- Beaulieu, C., Seidou, O., Ouarda, T. B. M. J., y Zhang, X. (2008). Intercomparison of homogenization techniques for precipitation data continued: Comparison of two recent bayesian change point models. *Water Resources Research*, **45**(8).
- Bližňák, V., Valente, M., y Bethke, J. (2015). Homogenization of time series from portugal and its former colonies for the period from the late 19th to the early 21st century. *International Journal of Climatology*, **35**(9): 2400–2418.
- Caussinus, H. y Mestre, O. (2004). Detection and correction of artificial shifts in climate series. *Journal of the Royal Statistical Society Series C*, **53**(3): 405–425.
- Cavanaugh, N. R., Gershunov, A., Panorska, A. K., y Kozubowski, T. J. (2015). The probability distribution of intense daily precipitation. *Geophysical Research Letters*, **42**(5): 1560–1567.
- Cavazos, T. y Rivas, D. (2004). Variability of extreme precipitation events in tijuana, mexico. *Climate Research*, **25**(3): 229–243.
- Cavazos, T., Turrent, C., y Lettenmaier, D. P. (2008). Extreme precipitation trends associated with tropical cyclones in the core of the north american monsoon. *Geophysical Research Letters*, **35**(21).
- Cavazos, T., Luna-Niño, R., Cerezo-Mota, R., Méndez-Pérez, M., Pineda, L., Fuentes-Franco, R., y Valenzuela, E. (2019). Intercomparison of regional climate models and climatic trends in the central america/mexico cordex domain. *International Journal of Climatology (En revisión)*.

- CNA (2016). *Estadísticas del Agua en México, edición 2016*, capítulo 2. Comisión Nacional del Agua.
- Coles, S. (2001). *An introduction to statistical modeling of extreme values*. - springer, Vol. 208. London: Springer Series in Statistics.
- Costa, A. C. y Soares, A. (2009). Homogenization of climate data: Review and new perspectives using geostatistics. *Mathematical Geosciences*, **41**(3): 291–305.
- Cubasch, U., Wuebbles, D., Chen, D., Facchini, M., Frame, D., Mahowald, N., y Wint-her, J.-G. (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.*, book section Introduction, p. 119–158. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Curtis, S. (2008). The atlantic multidecadal oscillation and extreme daily precipitation over the us and mexico during the hurricane season. *Climate Dynamics*, **30**(4): 343–351.
- Dominguez, F., Rivera, E., Lettenmaier, D. P., y Castro, C. L. (2012). Changes in winter precipitation extremes for the western united states under a warmer climate as simulated by regional climate models. *Geophysical Research Letters*, **39**(5).
- Domonkos, P., Poza, R., y Efthymiadis, D. (2011). Newest developments of acmant. *Advances in Science & Research*, **6**(1): 7–11.
- Farfán, L., Alfaro, E., y Cavazos, T. (2013). Characteristics of tropical cyclones making landfall on the pacific coast of mexico: 1970-2010. *Atmósfera*, **26**(2): 163 – 182.
- Firat, M., Dikbas, F., Koc, C., y Güngör, M. (2011). Missing data analysis and homogeneity test for turkish precipitation series. *Sadhana*, **35**(6): 707–720.
- García-Cueto, O. R., Cavazos, M. T., De-Grau, P., y Santillán-Soto, N. (2014). Analysis and modeling of extreme temperatures in several cities in northwestern mexico under climate change conditions. *Theoretical and Applied Climatology*, **116**(1): 211–225.
- Gilleland, E. y Katz, R. (2013). in2extremes: Into the r package extremes extreme value analysis for weather and climate applications. Reporte técnico, National Center for Atmospheric Research.
- Gilleland, E. y Katz, R. (2016). extremes 2.0: An extreme value analysis package in r. *Journal of Statistical Software, Articles*, **72**(8): 1–39.
- Guajardo-Panes, R. A., Granados-Ramírez, G. R., Sánchez-Cohen, I., Díaz-Padilla, G., y Barbosa-Moreno, F. (2017). Validación espacial de datos climatológicos y pruebas de homogeneidad: caso veracruz, méxico. *Tecnología y Ciencias del Agua*, **8**(5): 157–177.
- Guijarro, J. (2016). Homogeneización de series climáticas con climatol 3.0. Reporte técnico, Agencia Estatal de Meteorología, Delegación en Islas Baleares, (España).
- Guijarro, J. (2018a). Homogenization of climatic series with climatol. Reporte técnico, State Meteorological Agency (AEMET), Balearic Islands Office, Spain.

- Guijarro, J. (2018b). Climatol: Climate tools (series homogenization and derived products). *R Package Version*, **3**: 35.
- Guijarro, J. A., Domonkos, P., López, J. A., Aguilar, E., y Brunet, M. (2016). Comparación de métodos de homogeneización de series: primeros resultados del proyecto multi-test. En: *Clima, sociedad, riesgos y ordenación del territorio*. Asociación Española de Climatología, pp. 131–140.
- Hernández-García, E. M., García-Valero, J. A., Palenzuela-Cruz, J. E., y Belda-Espulgues, F. (2012). Ejercicio de homogeneización y relleno de series diaria de temperatura máxima, mediante el uso de climatol. *Publicaciones de la Asociación Española de Climatología. Serie A*; **8**, pp. 409–419.
- Hosking, J. R. y Wallis, J. R. (1987). Parameter and quantile estimation for the generalized pareto distribution. *Technometrics*, **29**(3): 339–349.
- Kharin, V. V. y Zwiers, F. W. (2005). Estimating extremes in transient climate change simulations. *Journal of Climate*, **18**(8): 1156–1173.
- Knippertz, P. y Martin, J. E. (2007). The role of dynamic and diabatic processes in the generation of cut-off lows over northwest africa. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **96**(1): 3–19.
- Livneh, B., Rosenberg, E. A., Lin, C., Nijssen, B., Mishra, V., Andreadis, K. M., Maurer, E. P., y Lettenmaier, D. P. (2013). A long-term hydrologically based dataset of land surface fluxes and states for the conterminous united states: Update and extensions. *Journal of Climate*, **26**(23): 9384–9392.
- Luong, T. M., Castro, C. L., Chang, H.-I., Lahmers, T., Adams, D. K., y Ochoa-Moya, C. A. (2017). The more extreme nature of north american monsoon precipitation in the southwestern united states as revealed by a historical climatology of simulated severe weather events. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **56**(9): 2509–2529.
- Martinez-Sanchez, J. N. y Cavazos, T. (2014). Eastern tropical pacific hurricane variability and landfalls on mexican coasts. *Climate Research*, **58**(3): 221–234.
- Mestre, O., Gruber, C., Prieur, C., Caussinus, H., y Jourdain, S. (2011). SPLIDHOM: A Method for Homogenization of Daily Temperature Observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **50**(11): 2343–2358.
- Mestre, O., Domonkos, P., Picard, F., Auer, I., Robin, S., Lebarbier, É., Boehm, R., Aguilar, E., Guijarro, J., Vertachnik, G., Klancar, M., Dubuisson, B., y Stepanek, P. (2013). HOMER : a homogenization software - methods and applications. *IDOJARAS*, **117**(1): 47 – 67.
- Montero-Martínez, M. J., Santana-Sepúlveda, J. S., Pérez-Ortiz, N. I., Pita-Díaz, O., y Castillo-Liñan, S. (2018). Comparing climate change indices between a northern (arid) and a southern (humid) basin in mexico during the last decades. *Advances in Science and Research*, **15**: 231–237.
- Panorska, A. K., Gershunov, A., y Kozubowski, T. J. (2007). From diversity to volatility: Probability of daily precipitation extremes. En: *Nonlinear Dynamics in Geosciences*, New York, NY. Springer New York, pp. 465–484.

- Papalexiou, S. M. y Koutsoyiannis, D. (2013). Battle of extreme value distributions: A global survey on extreme daily rainfall. *Water Resources Research*, **49**(1): 187–201.
- Paulhus, J. y Kohler, M. (1952). Interpolation of missing precipitation records. *Monthly Weather Review*, **80**(8): 129–133.
- Peterson, T. C., Easterling, D. R., Karl, T. R., Groisman, P., Nicholls, N., Plummer, N., Torok, S., Auer, I., Boehm, R., Gullett, D., Vincent, L., Heino, R., Tuomenvirta, H., Mestre, O., Szentimrey, T., Salinger, J., Førland, E. J., Hanssen-Bauer, I., Alexandersson, H., Jones, P., y Parker, D. (1998). Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: a review. *International Journal of Climatology*, **18**(13): 1493–1517.
- Picard, F., Lebarbier, E., Hoebeke, M., Rigauil, G., Thiam, B., y Robin, S. (2011). Joint segmentation, calling, and normalization of multiple cgh profiles. *Biostatistics*, **12**(3): 413–428.
- Prats, J. M. C., Notivoli, R. S., Sánchez, M. A. S., Vargas, E. T., Durán, M. J. P., i Graño, J. C., Esteban, P., Soubeyroux, J.-M., y Deaux, N. (2013). Creación de una base de datos homogenizada de temperaturas para los pirineos (1950–2010). *Geographicalia*, (63): 63–74.
- Pérez-Zanón, N., Sigró, J., y Ashcroft, L. (2016). Temperature and precipitation regional climate series over the central pyrenees during 1910-2013. *International Journal of Climatology*, **37**(4): 1922–1937.
- Ramírez-González, V. E. (2016). *Efecto de las vaguadas de la tropósfera alta sobre la precipitación de verano en el noroeste de México: una comparación con la precipitación asociada a ciclones tropicales*. Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.
- Rivera, E. R., Dominguez, F., y Castro, C. L. (2014). Atmospheric rivers and cool season extreme precipitation events in the verde river basin of arizona. *Journal of Hydrometeorology*, **15**(2): 813–829.
- Sigró, J. (2012). Red de referencia de estaciones climáticas de la república mexicana: asistencia técnica para la revisión del control de calidad y recomendaciones sobre homogeneidad. Reporte técnico, Comisión Nacional del Agua. Servicio Meteorológico Nacional.
- Tayanç, M., Nüzhet Dalfes, H., Karaca, M., y Yenigün, O. (1998). A comparative assessment of different methods for detecting inhomogeneities in turkish temperature data set. *International Journal of Climatology*, **18**(5): 561–578.
- Tuomenvirta, H. y Heino, R. (1996). Climatic changes in finland - recent findings. *Geophysica*, **32**(1-2): 61–75.
- Turrent, C. (2009). *Estudio numérico del contraste térmico oceáno-continente asociado al inicio del Monzón de América del Norte*. Tesis de doctorado, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.
- Turrent, C. y Cavazos, T. (2009). Role of the land-sea thermal contrast in the interannual modulation of the north american monsoon. *Geophysical Research Letters*, **36**(2).

- Venema, V. K. C., Mestre, O., Aguilar, E., Auer, I., Guijarro, J. A., Domonkos, P., Vertacnik, G., Szentimrey, T., Stepanek, P., Zahradnicek, P., Viarre, J., Müller-Westermeier, G., Lakatos, M., Williams, C. N., Menne, M. J., Lindau, R., Rasol, D., Rustemeier, E., Kolokythas, K., Marinova, T., Andresen, L., Acquafredda, F., Fratianni, S., Cheval, S., Klančar, M., Brunetti, M., Gruber, C., Prohom Duran, M., Likso, T., Esteban, P., y Brandsma, T. (2012). Benchmarking homogenization algorithms for monthly data. *Climate of the Past*, **8**(1): 89–115.
- Zhang, X. y Yang, F. (2005). Avoiding inhomogeneity in percentile-based indices of temperature extremes. *Journal Climate*, **18**(11): 1641–1651.
- Zwiers, F. W., Zhang, X., y Feng, Y. (2011). Anthropogenic influence on long return period daily temperature extremes at regional scales. *Journal of Climate*, **24**(3): 881–892.
- Zwiers, F. W., Alexander, L. V., Hegerl, G. C., Knutson, T. R., Kossin, J. P., Naveau, P., Nicholls, N., Schär, C., Seneviratne, S. I., y Zhang, X. (2013). *Climate Extremes: Challenges in Estimating and Understanding Recent Changes in the Frequency and Intensity of Extreme Climate and Weather Events*, pp. 339–389. Springer Netherlands, Dordrecht.