

## **ANÁLISIS ESTADÍSTICO SOBRE EL CAMBIO CLIMÁTICO Y DISPONIBILIDAD DEL AGUA EN LA ZONA SEMIDESÉRTICA DEL ESTADO DE ZACATECAS, MÉXICO**

**Erick Dante Mattos Villarroel<sup>1\*</sup>; Carlos Francisco Bautista Capetillo<sup>1</sup>; Cruz Ernesto Aguilar Rodríguez<sup>2</sup>; Javier Martínez Reyes<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Universidad Autónoma de Zacatecas, Campus siglo XXI, Carretera Zacatecas-Guadalajara Km 6, Ejido La Escondida, Zacatecas, C.P. 98160, México.

[e\\_mattos\\_outlook.com](mailto:e_mattos_outlook.com) (\*Autor de correspondencia); [baucap@uaz.edu.mx](mailto:baucap@uaz.edu.mx)

<sup>2</sup>Tecnológico de México, Campus Los Reyes, Carretera Los Reyes-Jacoma Km 3, Los Reyes, Michoacán, C.P. 60300, México. [ernesto.ar@losreyes.tecnm.mx](mailto:ernesto.ar@losreyes.tecnm.mx)

<sup>3</sup>Comisión Nacional del Agua, Av. Insurgentes Sur #2416, Colonia Copilco el Bajo, Alcaldía Coyoacán, Ciudad de México, C.P. 04340, México. [javier.martinezrey@conagua.gob.mx](mailto:javier.martinezrey@conagua.gob.mx)

---

### **Resumen**

El estudio sobre el cambio climático y su impacto sobre la disponibilidad del agua y la vida humana es un tema que actualmente distintos investigadores tratan de comprender y resolver para adaptarse a sus efectos, para ello una manera de predecir su comportamiento es a través del estudio estadístico de series de datos climatológicos. En este estudio se ha identificado dentro del área de estudio aquellas estaciones climatológicas que cuenten con al menos 30 años de información de la precipitación media, precipitación máxima de 24 horas y temperaturas mínima, máxima y media. Los datos faltantes han sido completados por el método de la U.S National Weather Service y se ha realizado el estudio estadístico de homogeneidad y de tendencia de las mismas, también se han utilizado parámetros estadísticos para identificar valores atípicos que permitan predecir de lo que se puede esperar del fenómeno natural. El estudio concluye que el 72.92% de la precipitación anual se produce durante la temporada húmeda y según el coeficiente de variación (0.29-0.57) la lluvia que se produce es errática, en el caso de la temperatura media, ésta incrementa establemente de sur a norte 0.4 °C. Los resultados muestran una disminución de la precipitación media anual de sur a norte, con un superávit del 27% en el sur y un déficit del 33% en el norte con respecto a la media de los últimos 5 años y en el caso de la temperatura media, se observó que aumentó 1.7% con respecto a la media de los últimos 5 años.

**Palabras claves:** Cambio climático, disponibilidad de agua, estadística, temperatura media, precipitación media.

## Introducción

De acuerdo con Lobell y Burke (2008), las proyecciones del impacto del cambio climático (CC) son caracterizadas por incertidumbres que muestran el poco conocimiento de los procesos físicos, biológicos y socioeconómicos que dificultan una mejor comprensión para anticipar y adaptarse a sus efectos. Según Raynal (2011) la consecuencia fundamental del CC es un aumento significativo de la temperatura ambiente del planeta, la cual pone en marcha una serie de efectos como el derretimiento de los glaciares, el incremento de la evaporación en suelos y superficies de agua, lo cual origina un cambio en los patrones de lluvia. Por otra parte, el Informe Especial sobre el Cambio Climático indica que el uso de la tierra con propósitos agrícolas y silvícolas contribuye al CC generando el 23% del total de gases de efecto invernadero antropogénicos (Dupar, 2020).

Campos-Aranda (2020), afirma que los eventos extremos atmosféricos son cada vez más severos y frecuentes posiblemente originados por el CC; estas aseveraciones requieren que los análisis estadísticos orientados a su predicción y pronóstico estén basados en series de datos meteorológicos de calidad. Los análisis estadísticos y probabilísticos realizados a los registros climatológicos e hidrológicos se basan en una serie de requerimientos estadísticos. Campos-Aranda (2015) sugiere que el registro de datos sea consistente u homogéneo, aleatorio, libre de tendencia y que constituya un proceso estocástico, cuya componente de aleatoriedad siga una función de distribución de probabilidades. Es decir, el conjunto de datos analizados deben pertenecer una misma población estadística con media invariante en el tiempo y no poseer una correlación significativa entre la serie de datos y el tiempo, además de que de que deben fluctuar exclusivamente por el fenómeno natural (Campos-Aranda, 2015, Machiwal y Jha, 2012).

## Pruebas estadísticas

### Pruebas de homogeneidad

Las series de datos que se miden en las estaciones climatológicas, con frecuencia son susceptibles a perturbaciones que no están relacionadas con las variaciones del clima e introducen errores puntuales o cambios en las propiedades estadísticas de la serie (Guijarro, 2014). Toreti *et al.* (2001) clasifican a los puntos de cambio causados por alteraciones no climáticas como puntos de quiebre, mismos que implican pérdida de homogeneidad de las series de datos. Con el objetivo de obtener resultados confiables, es necesario partir de series de datos libres de cualquier tipo de irregularidad de carácter no climático (Meseguer y Sarricolea, 2017); por lo tanto, es de especial importancia la detección y la corrección de los mencionados errores antes de llevar a cabo cualquier tipo de estudio climático basado en series instrumentales (Brunetti *et al.*, 2012; Buishand *et al.*, 2013; Domonkos *et al.*, 2013).

Diferentes investigadores utilizaron numerosos métodos para probar la homogeneidad de variables meteorológicas. Winngaard *et al.* (2003), utilizaron la Test de Homogeneidad Normal Estándar (SNTH), las pruebas de Pettitt, Buishand y Von Neumann para probar la homogeneidad de series diarias de estaciones europeas de la temperatura del aire y precipitación. Karabork *et al.* (2007), revisaron la homogeneidad de los registros de

precipitación en Turquía para el periodo 1973-2002 utilizando las pruebas de Pettitt y SNHT. Dhorde y Zarenistanak (2013), se apoyaron en las pruebas del Pettitt, SNTH y la prueba de homogeneidad normal estándar de Alexanderson y Moberg para evaluar la homogeneidad de los registros anuales de temperatura y precipitación en zona Suroeste de Irán para el periodo de 1960-2007. Talaei *et al.* (2014), utilizaron el método bayesiano, desviación acumulada y la prueba de Von Neumann para analizar la homogeneidad de los conjuntos de datos de precipitación mensual y anual de 41 estaciones meteorológicas en Irán con un nivel de significación de 0.05. Ahmed *et al.* (2018) evaluaron la homogeneidad e los conjuntos de datos de precipitación anual y mensual de 14 estaciones meteorológicas de la zona árida de Pakistán utilizando la prueba de Pettitt, la SNTH, la prueba de desviación acumulada, la prueba de Von Neumann, la prueba bayesiana, la prueba de razón de verosimilitud de Worsley y la de t de Student con un nivel de confianza del 95%. Recientemente, Campos-Aranda (2020) utilizó las pruebas de von Neumann, Pettitt, Buishand y SNTH para analizar la homogeneidad de 16 estaciones climatológicas en la zona del altiplano potosino de México.

### Pruebas de tendencia

Una componente determinista común en una serie de tiempo es la tendencia (Machiwal y Jha, 2012) en la que los valores sucesivos aumenten o disminuyan con el tiempo (Haan, 2002). Los cambios en las condiciones hidrológicas por factores naturales y/o artificiales pueden introducir tendencias lineales o no lineales en una serie temporal hidrológica. La tendencia en una serie de tiempo se puede expresar mediante un modelo lineal o no lineal adecuado; el modelo lineal se usa ampliamente en hidrología (Shahin *et al.*, 1993). El más simple de los modelos de detección de tendencias lineales es la prueba t de Student (Hameed *et al.*, 1997), que requiere que la serie bajo prueba cuente con una distribución normal. Una prueba no paramétrica como la prueba de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975) se aplica comúnmente para evaluar la significación estadística de las tendencias, esta prueba detecta una tendencia monótona en la media o mediana de una serie temporal (Machiwal y Jha, 2012). La aplicación de la prueba no paramétrica de Mann-Kendall para detectar tendencias monotónicas en series de tiempo hidrológicas es reportada por Lins y Slack (1999), Douglas *et al.* (2000), Zhang *et al.* (2001), Yue *et al.* (2003), entre otros. Otra prueba de tendencia importante es la prueba de correlación de orden de rango de Spearman, que ha sido aplicada por Khan (2001) y Adeloye y Montaseri (2002). Sin embargo, en algunos estudios hidrológicos, se ha preferido la prueba de correlación de rangos de Kendall (Jayawardena y Lai, 1989; Zipper *et al.*, 1998; Kumar, 2003).

### Estimación de datos faltantes

Con frecuencia, la información de las series de datos de una estación climatológica no se encuentra disponible o está incompleta, para ello existen diferentes métodos para estimar los datos faltantes como son: el método de la U.S. National Weather Service, el método racional deductivo, el método del promedio aritmético y el método de relación normalizada. Por otra parte, Campos-Aranda (2015) menciona que cuando en un año completo falta un máximo de tres meses, éstos se consideran iguales a la media mensual

si los tres meses faltantes se ubican en la época de lluvias, en caso de ser más meses entonces el valor es estimado mediante regresión lineal con el registro más cercano. Pizarro, Ramirez, y Flores, (2003) recomiendan que la selección del método más adecuado debe tener en consideración: la distribución espacial y temporal de la precipitación, la densidad y la distribución de la red de medición, en función de la zona geográfica; la disponibilidad de datos, tanto cantidad como calidad, y la ejecución práctica del método.

El objetivo de este trabajo consiste en evaluar estadísticamente el cambio climático en la zona semidesértica del estado de zacatecas por medio de las series de datos de las precipitaciones y temperaturas medias registradas en las estaciones climatológicas presentes en la zona de estudio.

## Materiales y Métodos

### Zona de estudio y selección de estaciones climatológicas

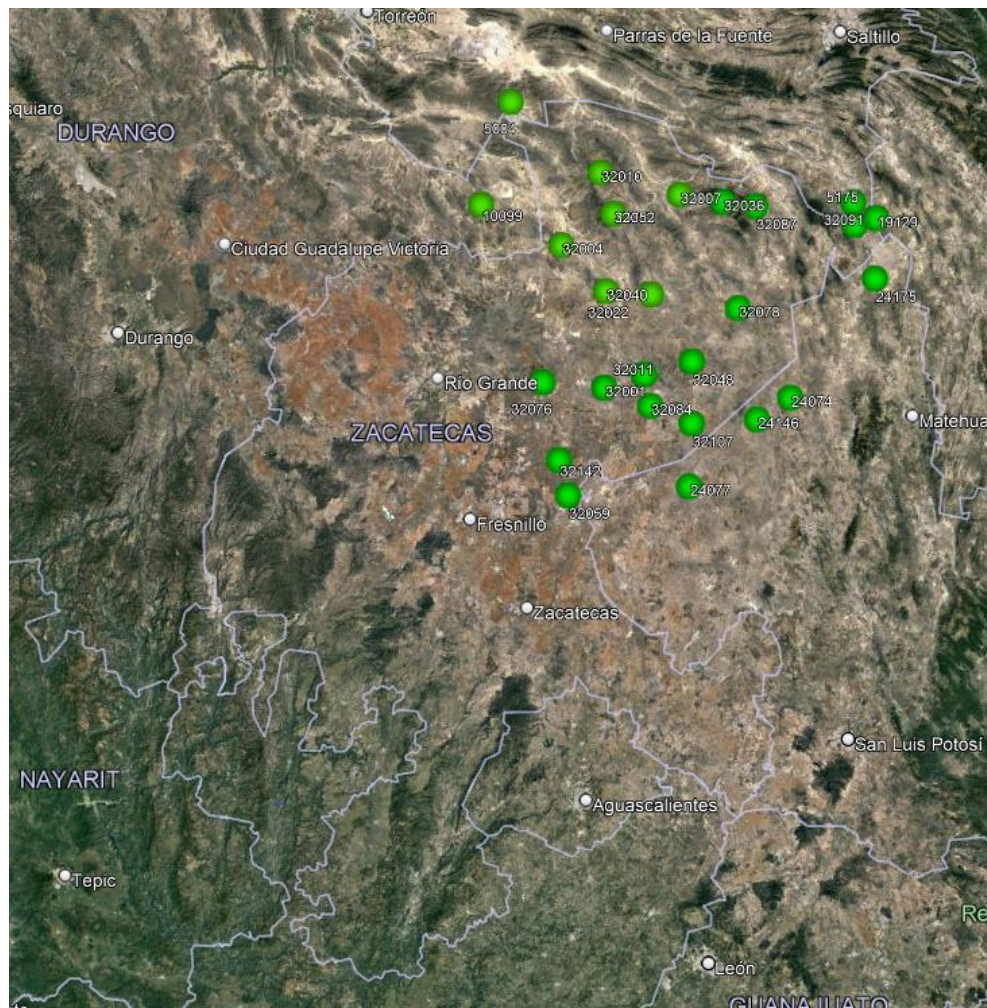
El estado de Zacatecas se encuentra localizado en la zona centro norte de México, entre los extremos geográficos 21° 01' 45.0"N de latitud y 100° 43' 34.3"W de longitud, y 25° 07' 21.5"N de latitud y 104° 22' 56.4"W. Al oeste y suroeste del territorio se encuentra parte de la cordillera de la Sierra Madre Occidental con altura de hasta los 3200 m sobre el nivel del mar, en la región central se encuentra la Meseta Central Highland, con valles alrededor de los 1000 m sobre el nivel del mar y el norte del estado de Zacatecas forma parte de la cordillera de la Sierra Madre Oriental alcanzando una altitud de 3200 m sobre el nivel del mar (INEGI, 2015).

El clima de Zacatecas es semiárido, con temperaturas medias mensuales mínimas y máximas de 6.5 °C y 29.6 °C, respectivamente, y una precipitación media anual de 550 mm. De acuerdo con la Comisión Nacional del Agua (2014) (CONAGUA), las precipitaciones en el norte y sur del estado poseen diferencias significativas, en el norte la precipitación llega hasta los 300 mm, mientras que en el sur la precipitación anual alcanza los 1000 mm.

El estudio se realizó en la región semidesértica de Zacatecas ubicada al norte del estado con una superficie territorial de alrededor 25,833 km<sup>2</sup> que comprende las cuencas hidrológicas de Camacho-Gruñidora, Laguna de Mayrán y Viesca, Sierra de Rodríguez, parte de las cuencas de San Pablo y Río Aguanaval y la región norte de las cuencas de Matehuala y Frenillo-Yesca. Dentro del perímetro de estudio se encuentra una red de estaciones meteorológicas monitoreada por la Comisión Nacional del Agua del Gobierno de México y poseen registros de lluvias medias, precipitaciones máximas de 24 horas, temperaturas medias, mínimas y máximas que datan desde el año 1940 hasta la actualidad. En la presente investigación, analizó un conjunto de registros de 26 estaciones climatológicas con el propósito de evaluar su comportamiento histórico con base en criterios estadísticos (Cuadro 1).

Las estaciones climatológicas seleccionadas para realizar el estudio corresponden a la zona semidesértica del estado de Zacatecas, incluyendo de aquellas que se encuentran en la frontera con estados colindantes (San Luis Potosí, Coahuila de Zaragoza, Nuevo León y Durango). Las estaciones climatológicas seleccionadas poseen al menos 30 años de registro de las series de datos de: precipitaciones medias, precipitaciones máximas

de 24 horas, temperaturas media, mínimas y máximas. La información de las series de datos ha sido proporcionada por la Dirección Local de Zacatecas de la Comisión Nacional del Agua. El Cuadro 1 describe las características generales de las estaciones climatológicas seleccionadas y en la Figura 1 se muestra sus ubicaciones espaciales.



**Figura 1.** Ubicación espacial de las estaciones climatológicas (Fuente: Google Earth, 2022).

**Cuadro 1.** Características generales de las estaciones climatológicas.

ID	Nombre	Estado	Cuenca	Municipio	Latitud	Longitud	msnm	Años de servicio
32001	Agua Nueva	Zacatecas	Fresnillo-Yesca	Villa de Cos	23°46'58"	-102°09'37"	1932	1964-2021
32004	Camacho	Zacatecas	Camacho-Gruñidora	Mazapil	24°26'14"	-102°22'13"	1658	1940-2021
32007	Cedros	Zacatecas	Laguna de Mayran y Viesca	Mazapil	24°40'24"	-101°46'22"	1763	1971-2021
32010	Caopas	Zacatecas	Camacho-Gruñidora	Mazapil	24°45'51"	-102°10'16"	2000	1970-2021
32011	Concepción de la Norma	Zacatecas	Camacho-Gruñidora	Mazapil	23°50'33"	-101°57'33"	2000	1991-2019

ID	Nombre	Estado	Cuenca	Municipio	Latitud	Longitud	msnm	Años de servicio
32022	Gruñidora	Zacatecas	Camacho-Gruñidora	Mazapil	24°16'19"	-101°53'05"	1825	1963-2021
32036	Mazapil	Zacatecas	Laguna de Mayran y Viesca	Mazapil	24°38'19"	-101°33'23"	2260	1987-2021
32040	Nuevo Mercurio	Zacatecas	Camacho-Gruñidora	Mazapil	24°13'38"	-102°09'09"	1706	1969-2021
32048	San Benito	Zacatecas	Camacho-Gruñidora	Mazapil	23°54'10"	-101°43'07"	1955	1969-2021
32052	San Rafael	Zacatecas	Laguna de Mayran y Viesca	Mazapil	24°35'22"	-102°06'38"	2020	1944-2021
32059	Villa de Cos	Zacatecas	Fresnillo-Yesca	Villa de Cos	23°17'26"	-102°20'44"	2050	1962-2021
32076	Col. Grever la colorada	Zacatecas	Fresnillo-Yesca	Villa de Cos	23°48'34"	-102°28'19"	1950	1971-2018
32078	San Tiburcio	Zacatecas	Sierra de Rodríguez	Mazapil	24°08'50"	-101°28'58"	1887	1972-2021
32084	San Andrés	Zacatecas	Fresnillo-Yesca	Villa de Cos	23°41'55"	-101°55'45"	2085	1973-2021
32087	Concepción del Oro	Zacatecas	Sierra de Rodríguez	Concepción Del Oro	24°37'17"	-101°23'19"	1940	1960-2021
32091	El Salvador	Zacatecas	Matehuala	El Salvador	24°31'15"	-100°52'18"	1715	1982-2021
32107	Sierra Hermosa	Zacatecas	Fresnillo-Yesca	Villa de Cos	23°37'01"	-101°43'17"	2100	1978-2021
32142	Tierra y Libertad	Zacatecas	Fresnillo-Yesca	Villa de Cos	23°27'00"	-102°23'32"	2030	1982-2021
24074	Santa María del Refugio	San Luis Potosí	Matehuala	Catorce	23°43'59"	-101°13'12"	1973	1964-2010
24077	Santo Domingo	San Luis Potosí	San Pablo	Santo Domingo	23°19'40"	-101°44'13"	1971	1961-2011
24146	La Victoria	San Luis Potosí	Matehuala	Santo Domingo	23°38'05"	-101°23'38"	2140	1976-2011
24175	El Salado	San Luis Potosí	Matehuala	Vanegas	24°17'02"	-100°44'54"	1703	1980-2010
19129	El Peñuelo	Nuevo León	Matehuala	Galeana	24°33'50"	-100°46'22"	1840	1980-2015
5004	Bajío de Ahuichila	Coahuila	Laguna de Mayran y Viesca	Viesca	25°06'58"	-102°37'56"	1300	1967-2018
5175	La ventura	Coahuila	Matehuala	Saltillo	24°38'17"	-100°53'23"	1867	1982-2018
10099	San Juan de Guadalupe	Durango	Río Aguanaval	San Juan de Guadalupe	24°37'53"	-102°46'58"	1531	1963-2018

**Estimación de datos faltantes: método de la U.S National Weather Service**

Este procedimiento ha sido verificado tanto teórica como empíricamente y considera que el dato faltante en una cierta estación A, puede estimarse con base en los datos

observados en las estaciones circundantes (Campos-Aranda, 1998). Este método consiste en ponderar los valores observados en una cantidad  $W$ , igual al recíproco del cuadrado de la distancia ( $D$ ) entre cada estación vecina y la estación  $A$  (Campos-Aranda, 1998). La precipitación buscada  $P_x$  es determinada mediante la ecuación 1.

$$P_x = \frac{\sum (P_i - 1/D_i^2)}{\sum 1/D_i^2} \quad (1)$$

Dónde:  $P_x$  es la precipitación faltante,  $P_i$  la precipitación observada y  $D_i$  es la distancia entre estaciones  $x$  e  $i$ .

### Prueba de homogeneidad: Test de Homogeneidad Normal Estándar (SNTH)

Es entre las primeras pruebas paramétricas para detectar y cuantificar heterogeneidades en series climáticas fueron las desarrolladas por Alexandersson (1986) y posteriormente modificada por Alexandersson y Moberg (1997) para el estudio de la falta de homogeneidad y de cambios abruptos en el valor medio de las observaciones. El SNTH ha sido aplicado por varios investigadores para analizar la calidad de datos climáticos y detectar discontinuidades en series de datos temporales (Morales et al., 2005; Vicente-Serrano, 2006).

La prueba del SNTH compara la media estandarizada de los primeros  $k$  años del registro contra los últimos  $n-k$  años y obtiene el valor estadístico  $T_K$  a partir las ecuaciones 2-4:

$$T_K = k * \bar{z}_1^2 + (n - k) * \bar{z}_2^2 \quad ; k = 1, 2, \dots, n \quad (2)$$

$$\bar{z}_1 = \frac{\sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x})}{k * \sigma_x} \quad (3)$$

$$\bar{z}_2 = \frac{\sum_{i=k+1}^n (x_i - \bar{x})}{(n - k) * \sigma_x} \quad (4)$$

Dónde  $\sigma_x$  es la desviación estándar de la serie de datos,  $n$  el número de datos y  $\bar{x}$  es el promedio de la serie de datos. Si el valor máximo de  $T_K$  se encuentra por encima del valor crítico de un determinado nivel crítico, entonces la hipótesis nula de homogeneidad  $H_0$  puede ser rechazada y la serie debe clasificarse como no homogénea (el nivel de significación correspondiente a ese nivel crítico) homogénea (Alexandersson, 1986). Los valores críticos para determinados niveles de significancia han sido propuestos por Alexandersson, 1986 y Khaliq y Ouarda (2007) en función del número de observaciones. Los valores críticos para realizar el estudio de homogeneidad fueron calculados en función del número de años  $n$ , para un nivel de confianza del 95% ( $\alpha=0.05$ ), clasificando como homogéneos aquellos que son mayores al nivel de confianza  $\alpha$  y como heterogéneos a los valores probabilísticos menores a  $\alpha$ .

### Prueba de tendencia: Test de Mann-Kendall (M-K) y pendiente de Sen

El test de Mann-Kendall (Kendall, 1975; Mann, 1945) es una prueba no paramétrica que busca tendencia en la serie sin importar si es lineal o no lineal; sin embargo el registro no debe mostrar persistencia, es decir, que la magnitud de los datos no deben estar influenciados por sus valores anteriores (Campos-Aranda, 2020). Ya que es una prueba no paramétrica, esto significa que funciona para todas las distribuciones.

La hipótesis nula  $H_0$  indica la existencia de no tendencia en la serie de tiempo, mientras que la hipótesis alternativa  $H_a$  establece la existencia de tendencia en la serie de datos. Su estadístico operativo  $S_S$  es la suma de los signos de las diferencias  $x_j - x_i$  (ecuación 5):

$$S_S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (5)$$

Si  $S_S > 0$  se infiere de forma subjetiva que la tendencia es creciente, si  $S_S < 0$  la tendencia es decreciente (Grassi et al., 2019). Para una serie con valores aleatorios se especifica que  $S_S = 0$  (Campos-Aranda, 2020), cuya varianza está definida por la siguiente ecuación (Machiwal y Jha, 2012) (ecuación 6):

$$V(S_S) = \frac{1}{18} [n(n-1)(2n+5)] \quad (6)$$

Dónde  $n$  es el número de datos. La estadística de prueba es una normal estándar  $Z$  calculada con la ecuación 7 (Campos-Aranda, 2020).

$$Z = \frac{S_S + m}{\sqrt{V(S_S)}} \quad (7)$$

El valor de la variable  $m$  está definido de la manera siguiente (ecuación.8):

$$m = \begin{cases} 1 & S_S < 0 \\ 0 & S_S = 0 \\ -1 & S_S > 0 \end{cases} \quad (8)$$

La hipótesis nula  $H_0$  se rechaza si el valor absoluto de  $Z$  es mayor que el valor crítico de la distribución normal estándar, es decir si  $|Z| > U_{1-\alpha/2}$  dónde  $U_{1-\alpha/2}$  es el cuantil  $1-\alpha/2$  de la distribución normal estándar.

La hipótesis nula de la prueba de Mann-Kendall afirma que los datos de una serie de tiempo son independientes e idénticamente distribuidos, sin embargo, bajo la existencia de una autocorrelación positiva en los datos, incrementa la posibilidad de detectar tendencias cuando no existen y viceversa (Hamed y Rao, 1998). Una versión modificada de la prueba de Mann-Kendal que es robusta en la presencia de autocorrelación es propuesta por Hamed y Rao (1998), la cual se basa en la varianza modificada de Mann-Kendall y es calculada con las ecuaciones 9 y 10.

$$V^*(S_S) = V(S_S) * \frac{n}{n^*} \quad (9)$$



$$\frac{n}{n_s^*} = 1 + \frac{2}{n(n-1)(n-2)} \sum_{i=1}^{n-1} (n-i)(n-i-1)(n-i-2)\rho_i \quad (10)$$

Dónde  $\rho_i$  es el coeficiente de autocorrelación lag- $i$  estimado a partir de los datos sin tendencia.

La pendiente de Kendall ( $\beta$ ), inicialmente fue propuesta por Sen (1968) y posteriormente extendida por Hirsch *et al.* (1982), es un índice que permite cuantificar la tendencia monótona en la serie hidrológica (Machiwal y Jha, 2012). La prueba de Sen utilizada para la estimación de la pendiente es estimada con la ecuación 11 (Machiwal y Jha, 2012).

$$\beta = \text{Mediana} \frac{x_i - x_j}{i - j} \text{ para } i < j \quad (11)$$

Dónde  $\beta$  es la pendiente entre los puntos de los datos  $x_i$  y  $x_j$ ,  $x_i$  son los datos medidos en el tiempo  $i$ ,  $x_j$  son los datos medidos en el tiempo  $j$  y  $j$  es el tiempo después del tiempo  $i$ . La estimación de  $\beta$  se define como la combinación general de la mediana de pares de registros para todo el conjunto de datos, un valor positivo de  $\beta$  indica una pendiente positiva y un valor negativo connota una pendiente negativa de la serie de datos.

El estudio de tendencia realizado a las distintas series de datos de las estaciones climatológicas ha sido para un nivel de confianza del 95% ( $\alpha=0.05$ ).

### Parámetros estadísticos

Con el fin de identificar valores atípicos, cada serie temporal se sometió a un análisis de calidad de la información en los términos descritos por García-Vera *et al.* (2002) ya que en forma preliminar brindan información de lo que se puede esperar del fenómeno natural. Los parámetros estadísticos utilizadas en este estudio aplicadas al conjunto de datos de la precipitación media, precipitación máxima de 24 horas y temperatura media, máxima y mínima incluyeron el promedio, la desviación estándar, el coeficiente de variación y los valores mínimo y máximo mensual y de los periodos húmedos y secos para el caso de la precipitación media, también ha sido utilizado la media móvil de 10 años. La descripción de las ecuaciones para estimarlos ha sido omitida ya que son bastante comunes y fáciles de consultar en la literatura.

## Resultados y Discusión

### Parámetros estadísticos

El comportamiento de las precipitaciones y temperaturas de la zona semidesértica de Zacatecas, es descrita cuantitativamente desde la estación meteorológica y las perspectivas regionales.

Se realizó un balance entre los meses húmedos y secos, la primera sucede generalmente durante los meses de junio, julio, agosto, septiembre y octubre, mientras que el resto de

los meses corresponden a la temporada seca. Los resultados indican que el 72.92% de la precipitación anual se produce durante la temporada húmeda. Por otro lado, la precipitación promedio anual disminuye de sur a norte entre 381.01 mm y 346.80 mm, respectivamente. El coeficiente de variación en la zona de estudio varía de 0.29 y 0.57, lo que indica que la lluvia es errática se acuerdo a Durdu (2010).

Por otra parte, la temperatura promedio anual es de 17.2°C, ésta varía desde los 15°C hasta los 19°C, incrementándose desde el sur hacia el norte con temperaturas promedio de 16.9°C y 17.3°C, respectivamente. Las desviaciones de la mencionada variable incrementa en el mismo sentido, la estación climatológica ubicada más al sur (Tierra y Libertad) reporta una desviación estándar promedio de 3.64 °C, mientras que la estación climatológica localizada más al norte (Bajío de Ahuichila) posee una desviación estándar promedio de 5.40 °C. Así el coeficiente de variación se encuentra entre 0.22 y 0.29, lo que indica que la temperatura media dentro de la región se encuentra estable.

### **Pruebas estadísticas de homogeneidad y tendencia**

Para la discusión e interpretación de los estudios de homogeneidad y tendencia en este documento, se seleccionan siete estaciones climatológicas representativas y espacialmente distribuidas de norte a sur: Caopas, Concepción de la Norma, Mazapil, Nuevo mercurio, Villa de Cos, Colonia Grever la Colorada y La ventura.

### **Prueba de homogeneidad**

En el caso de las estaciones climatológicas Concepción de la Norma y Villa de Cos, todas sus variables presentan homogeneidad.

La estación Colonia Grever La Colorada, la temperatura mínima y media presentan heterogeneidad, sus valores varían de 0.002 a 0.003. De la misma manera, la estación La Ventura, no presenta homogeneidad para la temperatura máxima y media (Figura 2). Por otra parte, la estación Mazapil únicamente presenta heterogeneidad para el caso de la temperatura máxima en el año 1989 (Figura 3 izq.). Los valores de probabilidad de la estación Caopas indican que los datos de precipitación máxima de 24 horas, precipitación media, temperatura mínima y temperatura media son homogéneas, sin embargo, la temperatura máxima no presenta homogeneidad en el año 1983 (Figura 3 der.).

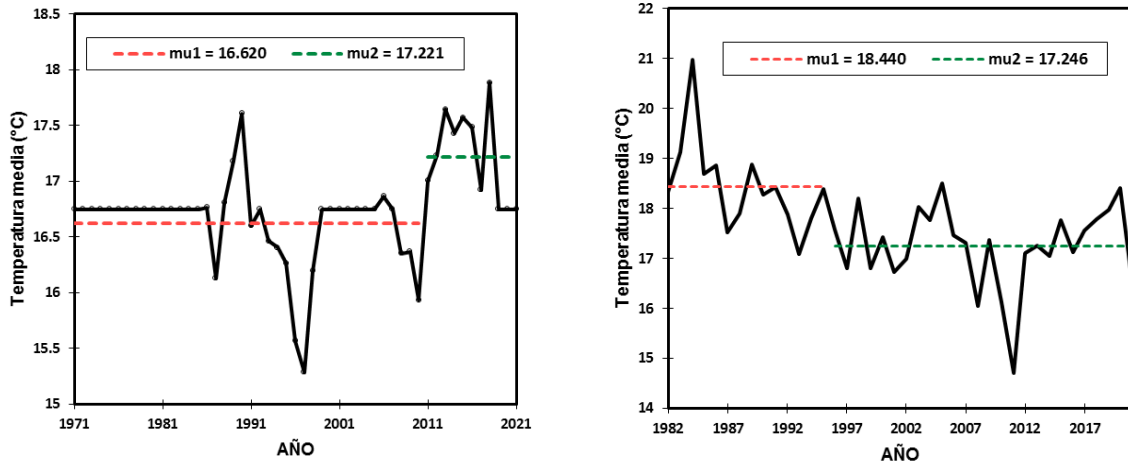


Figura 2. Heterogeneidad de la temperatura media de la estación Grever La Colorada (izq.) y de la estación La Ventura.

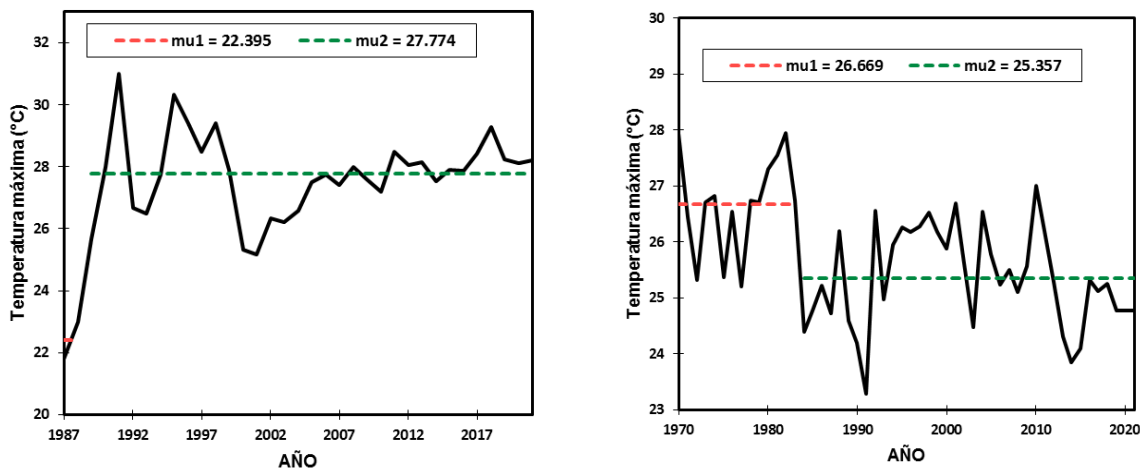


Figura 3. Pérdida de homogeneidad de la temperatura máxima de la estación Mazapil (izq.) y de la estación Caopas (der.)

En la estación Nuevo Mercurio, las variables de precipitación media y temperatura máxima tienen un comportamiento similar y presentan heterogeneidad en los años 2013 y 1990, respectivamente (Figura 4).

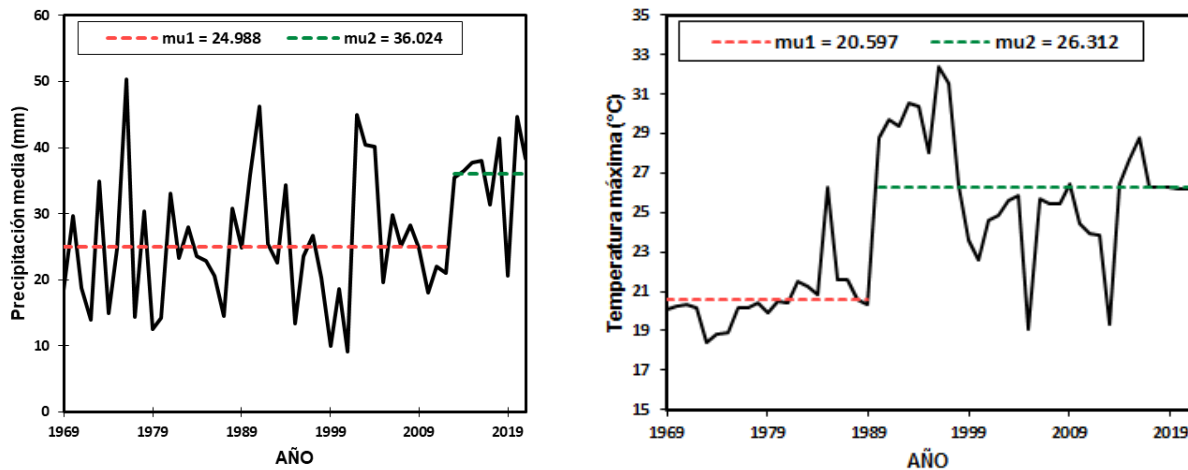


Figura 4. Heterogeneidad de la serie de datos de la precipitación media (izq.) y temperatura media (der.) de la estación Nuevo mercurio.

**Prueba de tendencia**

Los resultados de tendencia para la estación de Caopas indican que la temperatura máxima presenta tendencia negativa y significativa de la serie de datos. En la gráfica estadística de la Figura 5 los registros de la serie de datos son ajustados a un modelo lineal con el propósito de buscar si la pendiente resulta estadísticamente diferente de cero con una prueba basada en la distribución t de Student. Se observa que la pendiente calculada con el método de regresión lineal es ligeramente inferior a la calculada con la prueba de Sen. Por otro lado, los diferentes conjuntos de datos de la estación Concepción de la Norma, no presentan tendencia significativa, sin embargo, con el test de la regresión lineal los datos de la temperatura media (Figura 5) presenta tendencia negativa ligeramente significativa ( $t=2.081$ ).

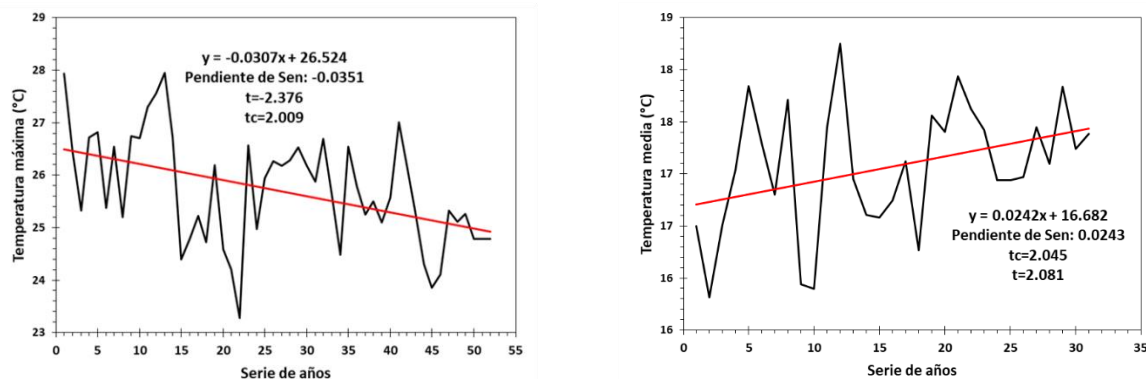
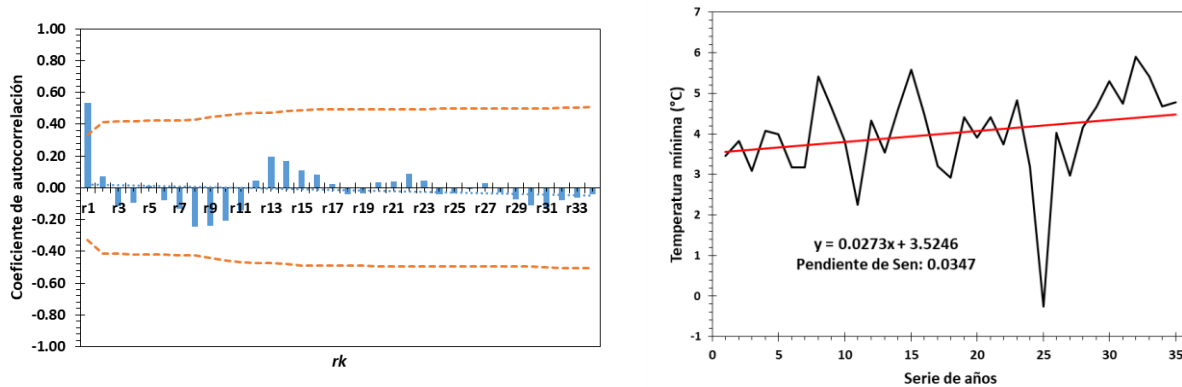


Figura 5. Serie cronológica de la temperatura máxima de la estación Caopas (izq) y de la temperatura media de la estación Concepción de la Norma (der).

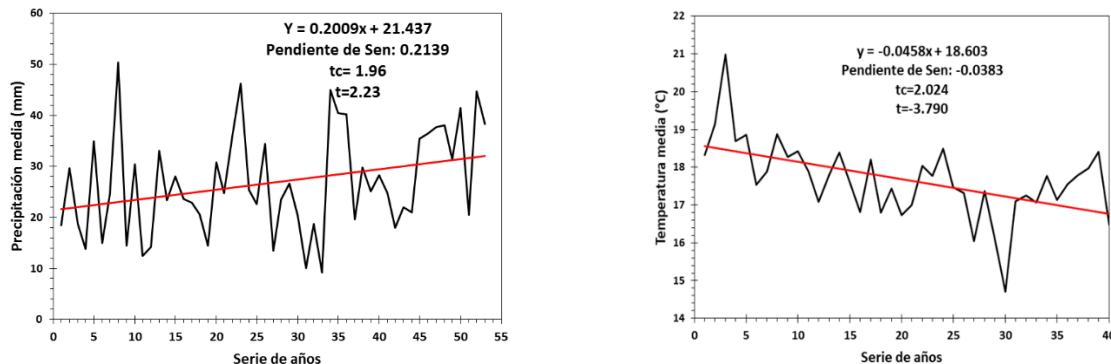
En la estación climatológica de Mazapil, la serie de datos de la temperatura máxima tienen tendencia, sin embargo, los datos presentan autocorrelación para el lag r1 (Figura 6) por lo que ha sido necesario realizar la prueba de Mann-Kendall modificado en donde los resultados muestran que la serie de datos no presenta tendencia significativa. Por otra parte, la serie de datos de la temperatura mínima presenta tendencia significativa positiva con la prueba de Mann-Kendall y su pendiente de Sen corresponde a 0.0347, la gráfica derecha de la Figura 6 muestra la serie de datos ajustados a un modelo lineal.



**Figura 6.** Correlograma de la serie de datos de la temperatura máxima (izq.). Serie cronológica de la temperatura mínima (der.) de la estación Mazapil.

Las estaciones Villa de Cos y Colonia Grever la Colorada indican que los distintos conjuntos de datos no presentan tendencia significativa. Para los casos en que se presenta autocorrelación, las pruebas de Mann-Kendall modificado practicado a las series de datos reafirman que no se presentan tendencia.

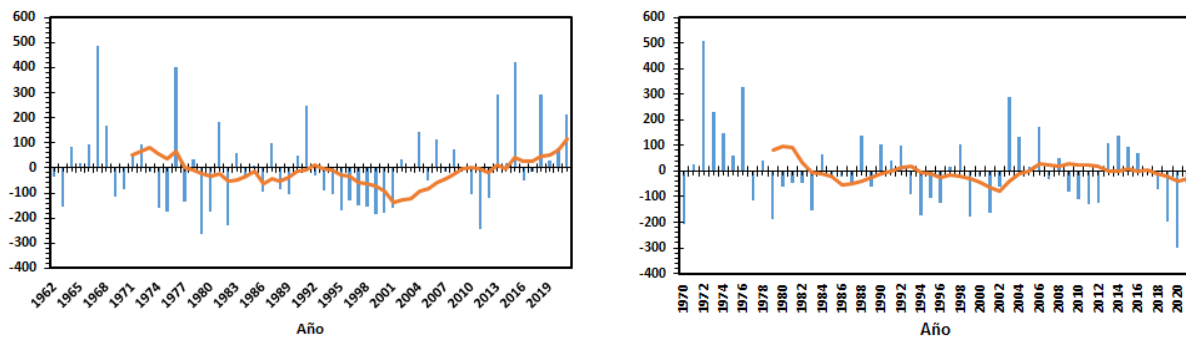
En el caso de la estación Nuevo Mercurio, las series de datos de la precipitación media y de la temperatura máxima presentan tendencias positivas y significativas (Figura 7 izq.), así mismo, las series de datos de la temperatura máxima y temperatura media de la estación La Ventura presentan tendencia negativa significativa, en las gráficas estadísticas de la Figura 7 (der.), ambas series de datos son ajustados a un modelo lineal



**Figura 7.** Tendencia positiva de la precipitación media de la estación Nuevo Mercurio (izq.) y tendencia negativa de la temperatura media de la estación La Ventura.

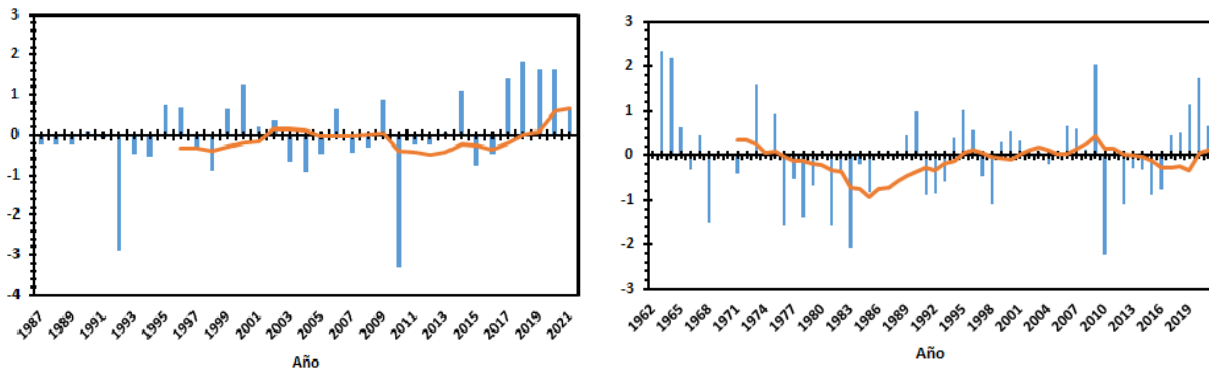
### Estudios de variabilidad

Los estudios de variabilidad en la precipitación media de las estaciones climatológicas analizadas, indican que, en general, durante los meses secos se presentan déficit de la precipitación media en un promedio de 15.43% con respecto a la media en los últimos 5 años, mientras que en los meses húmedos existe un superávit del 22% en la región sur y 7% en la región norte de la zona de estudio. Así mismo, se ha observado un superávit anual de la precipitación media con máximo de hasta 27% al sur y disminuye a un déficit anual máximo de hasta al 33% mientras se avanza hacia al norte del área de estudio (Figura 8)



**Figura 8.** Variabilidad anual de la precipitación media. Estación villa de Cos (izq), estación Caopas (der.).

Por otro lado, el estudio de variabilidad de la temperatura media indica que la temperatura anual incrementó un 1.7% en relación al promedio en los últimos 5 años, siendo en los meses de invierno donde se presenta mayor incremento de la temperatura de hasta 12% en la región norte y de hasta 6% en zona sur del área de estudio (Figura 9).



**Figura 9.** Variabilidad de la Temperatura media en meses de invierno. Estación Mazapil (izq), estación Villa de Cos (der.).

## Conclusiones

Los resultados permiten reafirmar el cambio climático que se presenta y su posible efecto negativo que ésta pueda tener en la disponibilidad del recurso hídrico para el riego de cultivos, el consumo humano y del ganado en la zona semiárida de Zacatecas. El 72.92% de la precipitación anual producida, se presenta durante la temporada húmeda y disminuye de sur a norte 8.98%, sin embargo, según el estudio del coeficiente de variación la lluvia producida es errática. Así mismo, la temperatura media anual incrementa desde el sur hacia el norte con temperaturas promedio de 16.9°C y 17.3°C, respectivamente, el resultado del coeficiente de variación indica que la temperatura media es estable. Por otra parte, el test de la SNHT permite identificar el año donde ocurre la heterogeneidad; en el caso de la precipitación máxima de 24 horas únicamente 7 estaciones que pierden homogeneidad, caso similar ocurre con la precipitación media, por lo contrario, la temperatura media, mínima y máxima que presentan heterogeneidad en 14 estaciones. En el caso del estudio de tendencia, en general, las precipitaciones máximas de 24 horas y precipitaciones medias no presentan tendencia significativa, contraparte, el conjunto de datos de la temperatura máxima, 10 estaciones climatológicas de las poseen tendencia, en menor proporción ocurre con la temperatura media y mucha menor con la temperatura mínima. Finalmente, los estudios de variabilidad constata la disminución de la precipitación media anual de sur a norte, con un superávit del 27% en el sur y un déficit del 33% en el norte con respecto a la media de los últimos 5 años, así mismo, en el caso de la temperatura media la temperatura media anual aumenta 1.7% con respecto a la media de los últimos 5 años.

## Referencias Bibliográficas

- Campos-Aranda, D. F. (2015). Búsqueda de tendencias en la precipitación anual del Adeloye, A. J., & Montaseri, M. (2002). Preliminary streamflow data analyses prior to water resources planning study/analyses préliminaires des données de débit en vue d'une étude de planification des ressources en eau. *Hydrological Sciences Journal*, 47(5), 679-692.
- Alexandersson, H. (1986). A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of climatology*, 6(6), 661-675.
- Alexandersson, H., & Moberg, A. (1997). Homogenization of Swedish temperature data. Part I: Homogeneity test for linear trends. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 17(1), 25-34.
- Ahmed, K., Shahid, S., Ismail, T., Nawaz, N., & Wang, X. J. (2018). Absolute homogeneity assessment of precipitation time series in an arid region of Pakistan. *Atmósfera*, 31(3), 301-316.
- Brunetti, M., Caloiero, T., Coscarelli, R., Gullà, G., Nanni, T., & Simolo, C. (2012). Precipitation variability and change in the Calabria region (Italy) from a high resolution daily dataset. *International Journal of Climatology*, 32(1), 57-73.
- Buishand, T. A., De Martino, G., Spreeuw, J. N., & Brandsma, T. (2013). Homogeneity of precipitation series in the Netherlands and their trends in the past century. *International journal of climatology*, 33(4), 815-833.

- Campos Aranda, D. F. (1998). *Procesos del ciclo hidrológico* (3ª ed.). San Luis Potosí, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería.
- Campos-Aranda, D. F. (2015). Búsqueda de tendencias en la precipitación anual del estado de Zacatecas, México; en 30 registros con más de 50 años. *Ingeniería, investigación y tecnología*, 16(3), 355-368.
- Campos-Aranda, D. F. (2020). Detección de registros homogéneos en 16 series amplias de precipitación anual del Altiplano Potosino, México. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 11(3), 107-157.
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). (2014). Estadísticas del Agua en México Edición 2014.
- Domonkos, P., Venema, V., Auer, I., Mestre, O., & Brunetti, M. (2012). The historical pathway towards more accurate homogenisation. *Advances in Science and Research*, 8(1), 45-52.
- Dhorde, A. G., & Zarenistanak, M. (2013). Three-way approach to test data homogeneity: An analysis of temperature and precipitation series over southwestern Islamic Republic of Iran. *J. Indian Geophys. Union*, 17(3), 233-242.
- Douglas, E. M., Vogel, R. M., & Kroll, C. N. (2000). Trends in floods and low flows in the United States: impact of spatial correlation. *Journal of hydrology*, 240(1-2), 90-105.
- Dupar, M. (2020). Informe especial del IPCC sobre el cambio climático y la tierra: qué significa para América Latina?.
- Durdu, Ö. F. (2010). Application of linear stochastic models for drought forecasting in the Büyük Menderes river basin, western Turkey. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 24(8), 1145-1162.
- Guijarro, J. (2014). Quality control and homogenization of climatological series. *Handbook of engineering hydrology*, 501-513.
- Grassi, J. E. A., Mantilla, H. A. T., Hernández, J. Y. L., & Polanco, M. R. (2019). Análisis espacio temporal de la homogeneidad de estaciones de precipitación en una zona árida y semiárida del Centro Occidente de Venezuela. *Ciencia e Ingeniería*, 40(2), 185-194.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (México). (2015). *Anuario estadístico y geográfico de Zacatecas 2015*. Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- Haan, C.T. (2002). *Statistical Methods in Hydrology*. Second edition, Iowa State University Press, Ames, Iowa, USA, 496 pp.
- Hamed, K. H., & Rao, A. R. (1998). A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of hydrology*, 204(1-4), 182-196.
- Hirsch, R. M., Slack, J. R., & Smith, R. A. (1982). Techniques of trend analysis for monthly water quality data. *Water resources research*, 18(1), 107-121.
- Jayawardena, A. W., & Lai, F. (1989). Time series analysis of water quality data in Pearl River, China. *Journal of Environmental Engineering*, 115(3), 590-607.
- Khan, A. R. (2001). *Searching evidence for climatic change: Analysis of hydro-meteorological time series in the Upper Indus Basin*. International Water Management Institute. Working Paper 23, Colombo, Sri Lanka, 31 p
- Karabörk, M. Ç., Kahya, E., & Kömüçü, A. Ü. (2007). Analysis of Turkish precipitation data: homogeneity and the Southern Oscillation forcings on frequency distributions. *Hydrological Processes: An International Journal*, 21(23), 3203-3210.
- Kendall, M. (1975). Rank correlation measures. *Charles Griffin, London*, 202, 15.



- Khaliq, M. N., & Ouarda, T. B. (2007). On the critical values of the standard normal homogeneity test (SNHT). *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 27(5), 681-687.
- Kumar, V. (2003). Rainfall characteristics of Shimla district (HP). *Journal of Indian Water Resources Society*, 23(1), 1-10.
- Lins, H. F., & Slack, J. R. (1999). Streamflow trends in the United States. *Geophysical research letters*, 26(2), 227-230.
- Lobell, D. B., & Burke, M. B. (2008). Why are agricultural impacts of climate change so uncertain? The importance of temperature relative to precipitation. *Environmental Research Letters*, 3(3), 034007.
- Machiwal, D., & Jha, M. K. (2012). *Hydrologic time series analysis: theory and practice*. Springer Science & Business Media.
- Mann, B. H. (1945). *Non-Parametric Test Against Trend*. *Econometrica*, 13.
- Meseguer-Ruiz, O., & Sarricolea, P. (2017). Detección de inhomogeneidades en series de precipitación diaria en la región centro-sur de Chile. *Interciencia*, 42(4), 242-249.
- Morales, C. G., Ortega, M. T., Labajo, J. L., & Piorno, A. (2005). Recent trends and temporal behavior of thermal variables in the region of Castilla-León (Spain). *Atmósfera*, 18(2), 71-90.
- Pizarro, R., Ramírez, C., & Flores, J. P. (2003). Análisis comparativo de cinco métodos para la estimación de precipitaciones areales anuales en períodos extremos. *Bosque (Valdivia)*, 24(3), 31-38.
- Raynal-Villaseñor J.A. Cambio climático global: una realidad inequívoca. *Ingeniería. Investigación y Tecnología*, volumen XII (número 4), 2011: 421-427.
- Sen, P. K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American statistical association*, 63(324), 1379-1389.
- Shahin, M., Van Oorschot, H. J. L., & De Lange, S. J. (1993). *Statistical analysis in water resources engineering*. Rotterdam: Aa Balkema.
- Talaei, P. H., Kouchakzadeh, M., & Some'e, B. S. (2014). Homogeneity analysis of precipitation series in Iran. *Theoretical and applied climatology*, 118(1-2), 297-305.
- Toreti, A., Kuglitsch, F. G., Xoplaki, E., Della-Marta, P. M., Aguilar, E., Prohom, M., & Luterbacher, J. (2011). A note on the use of the standard normal homogeneity test to detect inhomogeneities in climatic time series. *International Journal of Climatology*, 31(4), 630-632.
- Vera, M. Á. G., Abaurrea, J., Lafuente, J. A., & Nogués, A. C. (2002). Evolución de las precipitaciones en la cuenca del Ebro: caracterización espacial y análisis de tendencias. In *La información climática como herramienta de gestión ambiental bases de datos y tratamiento de series climatológicas: Reunión Nacional de Climatología (7th 2002 Albarracín, España)* (pp. 99-108).
- Vicente-Serrano, S. M. (2006). Spatial and temporal analysis of droughts in the Iberian Peninsula (1910–2000). *Hydrological Sciences Journal*, 51(1), 83-97.
- Wijngaard, J. B., Klein Tank, A. M. G., & Können, G. P. (2003). Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 23(6), 679-692.

- Yue, S., Pilon, P., & Phinney, B. O. B. (2003). Canadian streamflow trend detection: impacts of serial and cross-correlation. *Hydrological Sciences Journal*, 48(1), 51-63.
- Zhang, X., Harvey, K. D., Hogg, W. D., & Yuzyk, T. R. (2001). Trends in Canadian streamflow. *Water Resources Research*, 37(4), 987-998.
- Zipper, C. E., Holtzman, G. I., Darken, P. F., Thomas, P. J., Gildea, J. J., & Younos, T. M. (1998). Long-Term Water Quality Trends in Virginia's Waterways.