DOI:10.24850/j-tyca-2018-05-10
Artículo

Contrastes del Índice de Sequías de Palmer Estandarizado (SPDI) en tres ubicaciones climáticas de San Luis Potosí, México

Comparison of the Standardized Palmer Drought Index (SPDI) in three climatic locations in San Luis Potosi, Mexico

Daniel Francisco Campos-Aranda[1]

[1]Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí, San Luis Potosí, México, campos_aranda@hotmail.com

Autor para correspondencia: Daniel Francisco Campos-Aranda, campos_aranda@hotmail.com

Resumen

Las *sequías meteorológicas* son fenómenos naturales extremos que originan una precipitación menor que la normal, y por ello constituyen una amenaza para los ecosistemas y las sociedades humanas. Para su detección y monitoreo se emplean los *índices de sequía*, los cuales emplean variables climáticas, a fin de obtener un valor numérico que las caracterice y sea más útil que los datos originales. El SPDI (Standardized Palmer Drought Index) es un índice propuesto recientemente, de tipo multivariado, que utiliza un balance hídrico edafológico, con evapotranspiración potencial estimada, con el método de Thornthwaite y un enfoque probabilístico para procesar las *desviaciones de humedad* en diferentes duraciones de sequía. El SPDI se aplicó a los datos mensuales de precipitación y temperatura media de tres estaciones climatológicas de amplio registro (≥ 50 años) del estado de San Luis Potosí, México, que se ubican en cada una de sus tres áreas geográficas: Altiplano Potosino, Zona Media y Región Huasteca. Tales estaciones son las siguientes: Villa de Arriaga, Río Verde y Xilitla. En cada una de estas estaciones climatológicas se realizó un contraste de

resultados del SPDI, contra los que se calculan con los dos índices predecesores el SPI y SPEI. El primero emplea sólo datos de precipitación mensual y el segundo incorpora a la evapotranspiración potencial. El contraste citado se realizó para tres duraciones de sequía de 6, 12 y 24 meses. Los resultados indican que los porcentajes de cada tipo de sequía que establecen los tres índices contrastados son valores similares en orden de magnitud, pero que difieren de manera puntual para cada duración de sequía, primordialmente en relación con las sequías severas y extremas. Por otra parte, las gráficas de evolución del SPDI permiten observar de manera clara los periodos de sequía, definiendo sus fechas de inicio y terminación, así como sus eventos máximos tanto en severidad como en fecha de ocurrencia.

Palabras clave: sequías meteorológicas, balance hídrico edafológico, evapotranspiración potencial, pruebas estadísticas, sumas móviles, distribución Log-Logística, índices SPI y SPEI, tipos de sequías.

Abstract

Meteorological Droughts are extreme natural phenomena with decreased precipitation, and thus constitute a threat to ecosystems and human societies. *Drought Indices* are detection and monitoring tools. These indices make use of climatic variables in order to obtain a characteristic numerical value that is more useful than the original raw data. The SPDI (Standardized Palmer Drought Index) is a recently proposed multivariate–type index, which uses a soil water balance with potential evapotranspiration estimated using the Thornthwaite method and a probabilistic approach to process *moisture deviations* for different durations of drought. The SPDI was applied to monthly precipitation and average temperature data from three climatological stations with large registries (≥ 50 years) from the state of San Luis Potosí, Mexico, located in each of its three geographical areas: Altiplano Potosino, Middle Zone and Huasteca Region. These stations are: Villa de Arriaga, Río Verde and Xilitla. A contrast between the SPDI results and those calculated with the two preceding indices (SPI and SPEI) was carried out for each of these climatological stations. The former uses only monthly precipitation data and the latter incorporates potential evapotranspiration. The aforementioned comparison covers drought durations of 6, 12 and 24 months. Results indicate that the percentages of each type of drought indicated by the three indices have similar values in terms of the order of magnitude; however, they differ in a specific way for each drought

duration, mainly in relation to severe and extreme droughts. The evolution graphs of the SPDI make it possible to clearly highlight periods of drought, defining their start and end dates as well as maximum events including both severity and the date of occurrence.

Keywords: Meteorological droughts, soil water balance, potential evapotranspiration, statistical tests, moving sums, Log-Logistic distribution, SPI and SPEI indices, types of droughts.

Recibido: 12/12/2017

Aceptado: 22/02/2018

Introducción

Definiciones

Las *sequías meteorológicas* (SM) son eventos climáticos extremos recurrentes que acontecen en cualquier zona del país, incluyendo las regiones húmedas, y se caracterizan por una precipitación escasa o por debajo de lo normal, ocurriendo durante varios meses o años. Las SM son lapsos secos, que contrastan con la sequedad permanente de las regiones áridas. Debido al aumento constante de la demanda de agua para todos los usos y a los efectos negativos del cambio climático, las *sequías* se han vuelto más severas, y sus impactos son más notorios y prolongados (Mishra & Singh, 2010; Fuchs, Svoboda, Wilhite, & Hayes, 2014).

Como el lapso transcurrido entre la escasez de la precipitación y su detección como *déficit* en algún sistema de recursos hidráulicos varía notablemente, se ha establecido que las sequías son un fenómeno de múltiples escalas en el tiempo. Definiéndose las *sequías meteorológicas*, *agrícolas*, *hidrológicas* y *socioeconómicas*, según ocurran déficits en la

agricultura de temporal, riego, generación de energía hidroeléctrica, abastecimiento de agua municipal e industrial, y por último, cuando se cuantifiquen los impactos económicos, sociales y ambientales (Pandey, Sharma, Mishra, Singh, & Agarwal, 2008; Vicente-Serrano, Beguería, & López-Moreno, 2010; Fuchs *et al*., 2014).

En general, las SM son un fenómeno regional, caracterizado por tres dimensiones: severidad o intensidad, duración y extensión superficial (Tsakiris & Vangelis, 2005). Lo anterior ha conducido al desarrollo de variados índices de sequías para su detección y monitoreo, los cuales analizan de forma separada o conjunta las dimensiones citadas, permiten la comparación objetiva entre las SM que ocurren en climas disímiles y ayudan en la formulación de los planes de mitigación de sus efectos negativos (Pandey *et al*., 2008; Vicente-Serrano *et al*., 2010; Fuchs *et al*., 2014).

Índices comunes de SM

El primer índice de sequías meteorológicas de uso extensivo tanto en USA, como en otros países fue el PDSI (Palmer Drought Severity Index), expuesto a mediados de los años sesenta (Palmer, 1965), por lo cual tiene más de 50 años. Es un índice multivariado, ya que aplica un balance de humedad en el suelo (Hao & Singh, 2015), que emplea la precipitación y evapotranspiración potencial mensuales, pero está basado en varias reglas empíricas, como lo demostró Alley (1984), y es bastante sensitivo al periodo usado para su calibración de coeficientes, como lo mostró Karl (1986); además, no permite el uso de múltiples escalas de tiempo o duraciones de sequía. Wells, Goddard y Hayes (2004) desarrollaron un procedimiento de cálculo automático del PDSI, el cual mejora la capacidad de comparación regional del índice. Pereira, Rosa y Paulo (2007) emplean otro modelo de balance hídrico para adaptar el PDSI al clima mediterráneo.

El siguiente índice de sequías meteorológicas de aplicación casi universal ha sido el SPI (Standardized Precipitation Index), propuesto a inicios de los años noventa (McKee, Doesken, & Kleist, 1993). Es de naturaleza multiescalar en el tiempo y emplea un enfoque probabilístico de análisis

de la precipitación mensual, que ha demostrado ser bastante eficiente. Tal enfoque consta de dos procesos: el primero analiza como *sumas móviles* las secuencias de valores mensuales de precipitación, según la *duración* estudiada de las sequías, la cual varía de 1 a 72 meses. En el segundo proceso, a las secuencias formadas se les ajusta una *función de distribución de probabilidades* (FDP) para estimar su probabilidad de no excedencia, la cual, mediante una aproximación numérica, se transforma en una variable normal estándar (Z). Los valores negativos corresponden a las secuencias de sequías meteorológicas y entonces se definen sus tipos en leves, moderadas, severas y extremas, cuando el valor de Z = SPI varía de cero a –1.00, de –1.00 a –1.50, de –1.50 a –2.00 y cuando es menor que –2.00, respectivamente.

En la actualidad ha sido propuesto el SPEI (Standardized Precipitation Evapotranspiration Index) por Vicente-Serrano *et al.* (2010), y Beguería, Vicente-Serrano, Reig y Latorre (2014), el cual tiene un cálculo similar al del SPI, pero utiliza una medida del balance climático mensual al emplear la diferencia (d) entre la precipitación y la evapotranspiración potencial mensuales, en lugar de sólo la precipitación. Debido a que las diferencias d por lo general son negativas, algunas sumas móviles o secuencias también resultan menores que cero y entonces la FDP que se utiliza tiene tres parámetros de ajuste; el de ubicación (u) debe ser menor que la secuencia mínima. Los creadores del SPEI encontraron que con la FDP LoglLogística se realiza un buen modelado probabilístico de las secuencias. Stagge, Tallaksen, Gudmundsson, Van Loon y Stahl (2015) ha sugerido la FDP general de valores extremos.

Una ventaja importante del SPEI frente al SPI radica en incorporar la variable evapotranspiración potencial y permitir considerar los posibles efectos del cambio climático en la severidad de las sequías meteorológicas, a través de modificar o alterar los registros históricos de precipitación y temperatura media mensuales mediante una reducción de la primera y/o un aumento de la segunda, como lo han mostrado Vicente-Serrano *et al.* (2010).

Ma *et al*. (2014) formulan deficiencias y limitaciones en la diferencia d utilizada por el SPEI como ecuación del balance climático mensual y proponen emplear la calculada y llamada por Palmer (1965) *desviación de la humedad* $\hat{d}$. Esta última equivale a la diferencia entre la precipitación observada y una estimada para las condiciones normales del clima de la región ($\hat{P}$), la cual se calcula con base en los resultados de un balance hídrico edafológico. Ma *et al*. (2014) encontraron que d y

$\hat{d}$ responden de manera diferente a las variaciones de precipitación y temperatura, según las condiciones climáticas. Para los climas secos encontraron que las series de *d* dependen de manera excesiva de la temperatura, conduciendo a déficits grandes y hasta anormales conforme la evapotranspiración potencial crece, la cual es inalcanzable como evapotranspiración real, en épocas de baja precipitación.

Por fortuna, la diferencia $\hat{d}$ muestra una variabilidad baja en relación con la temperatura mientras retiene la influencia de la precipitación y por ello tiene un mejor comportamiento espacial. Ma *et al*. (2014) procesan las diferencias $\hat{d}$ con el enfoque probabilístico del SPI, para desarrollar el SPDI (Standardized Palmer Drought Index) que engloba la parte teórica rescatable del índice de Palmer, la eficiencia computacional del SPI y reproduce la sensibilidad del SPEI para estudiar los cambios climáticos probables.

Objetivo

El objetivo de este trabajo está integrado por los tres siguientes: 1) se expone con detalle el procedimiento operativo del SPDI, propuesto recientemente por Ma *et al*. (2014); 2) se contrastan los resultados de SPDI contra los de sus índices predecesores, el SPI y el SPEI, en tres duraciones de SM seleccionadas de 6, 12 y 24 meses, que intentan caracterizar las sequías agrícolas y las hidrológicas; 3) estos contrastes se realizan en tres estaciones climatológicas del estado de San Luis Potosí, México, que cuentan con registros amplios (≥ 50 años) y que se ubican en cada una de sus tres regiones geográficas: Altiplano Potosino, Zona Media y Región Huasteca. Tales estaciones son Villa de Arriaga, Río Verde y Xilitla. Con base en el análisis de los resultados se formulan las conclusiones.

Materiales y métodos

Balance hídrico edafológico

El índice de Palmer original (PDSI) comienza con un *balance hídrico edafológico* (BHE), hecho cada mes, que utiliza los registros históricos de precipitación (*P*) y temperatura media (*Tt*). El almacenamiento de humedad en el suelo (*S*) se efectúa en dos capas: la primera, superficial, puede guardar ($Ss_{máx}$) hasta 25 mm de lámina de agua; la segunda, más profunda, tiene una capacidad ($Su_{máx}$) que depende de las características físicas de suelo y de la profundad de las raíces de la vegetación, variando de 127 a 229 mm (Palmer, 1965). En la Figura 1 se muestra el diagrama de flujo del BHE.

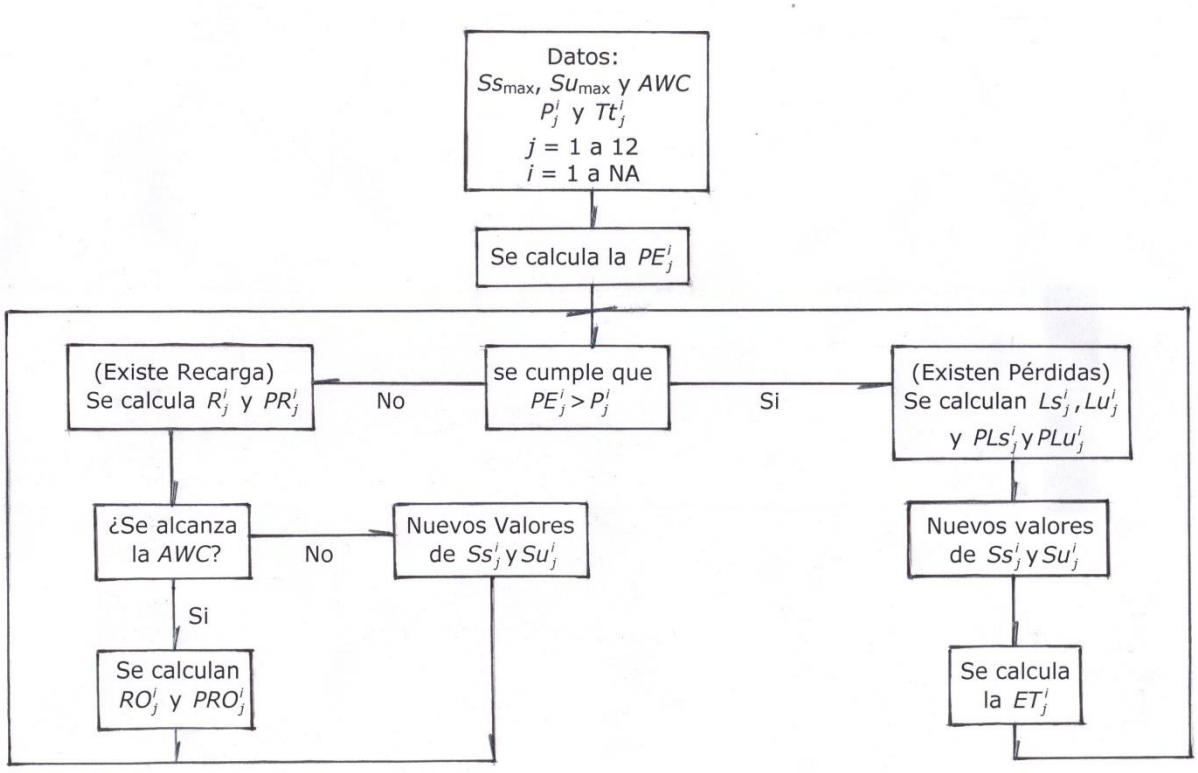

Figura 1. Diagrama de flujo del balance hídrico edafológico del índice de Palmer (PDSI).

La humedad no puede ser extraída (o guardada) en la capa profunda (*Su*) hasta que toda la humedad disponible en la capa superficial (*Ss*) sea tomada (o recargada). La evapotranspiración potencial (*PE*) se estima con el método de Thornthwaite, que se expone después, y las pérdidas desde el suelo (*L*), debidas a ella, ocurren cuando *PE* > *P*, siendo *P* la precipitación. Las pérdidas por evapotranspiración desde la capa superficial (*Ls*) ocurren a nivel potencial; en cambio, las de la capa profunda (*Lu*) dependen de su contenido inicial de humedad, de la *PE* y de la humedad almacenable en ambas capas de suelo, designada por *AWC* (available water capacity = $Ss_{máx} + Su_{máx}$). Entonces, cuando *PE* > *P*, se tiene (Palmer, 1965; Alley, 1984):

$$Ls = mínimo\,[Ss, (PE - P)] \qquad (1)$$

$$Lu = \frac{Su \cdot [(PE-P)-Ls]}{AWC} \quad \text{siendo} \quad Lu \leq Su \qquad (2)$$

En las ecuaciones anteriores, *Ss* y *Su* son los contenidos de humedad guardados en cada capa del suelo al inicio del mes respectivo. En el BHE del método de Palmer se considera que el escurrimiento (*RO*) sólo se presenta cuando las dos capas de suelo alcanzan su capacidad total de almacenamiento (*AWC*) y equivale al sobrante de la *P* menos la *PE* (disponibilidad) en el mes, después de llenar ambas capas de suelo (Δ*Ss* y Δ*Su*).

$$RO = (P - PE) - \Delta Ss - \Delta Su \qquad (3)$$

Por otra parte, el concepto de *PE* sólo ocurre —debido a su propia definición— cuando la vegetación está creciendo de forma activa, por lo que en climas áridos no se presentará en la época de estiaje y en climas fríos no ocurrirá durante el invierno. Entonces, la evapotranspiración actual o real (*ET*) ocurre cuando *PE* > *P* y es igual a:

$$ET = P + (Ls + Lu) \qquad (4)$$

Precipitación mensual climáticamente normal

Como parte del BHE del método de Palmer se calculan tres términos adicionales con un nivel potencial o máximo: la recarga (*PR*), las pérdidas (*PL*) y el escurrimiento (*PRO*). La recarga potencial del mes se define como la cantidad de agua necesaria para llevar el suelo a su capacidad de campo; entonces, es igual a (Palmer, 1965; Alley, 1984):

$$PR = AWC - (Ss + Su) \qquad (5)$$

siendo *Ss* y *Su* los valores del mes anterior. Las pérdidas potenciales se consideran igual a la cantidad de humedad que puede ser perdida desde el suelo debida a la *PE* cuando no existe precipitación; por lo tanto son:

$$PL = PLs + PLu \qquad (6)$$

$$PLs = mínimo\,(PE, Ss) \qquad (7)$$

$$PLu = \frac{Su \cdot (PE - Pls)}{AWC} \quad \text{siendo} \quad Plu \leq Su \qquad (8)$$

Por último, con respecto al escurrimiento potencial (*PRO*), se adopta igual a una precipitación potencial (*PP*), que Palmer (1965) adoptó igual al valor de *AWC*, menos de recarga potencial (*PR*). Por lo anterior:

$$PRO = AWC - PR \qquad (9)$$

En la ecuación anterior, desde su origen utilizada por Palmer (1965), es obvio que la precipitación potencial (*PP*) tiene una relación escasa o débil físicamente con el valor adoptado de *AWC* y por ello Palmer

después sugirió utilizar la *PP*, igual a tres veces la precipitación promedio mensual ($\overline{P}_j$). Esta modificación fue tomada en cuenta por Pereira *et al*. (2007).

Los cuatro valores potenciales calculados (*PE*, *PR*, *PL* y *PRO*) son empleados para calcular cuatro coeficientes (alfa, beta, gamma y delta) que son cocientes de valores medios, los cuales dependen del clima de la zona que está siendo estudiada, los cuales son:

$$\alpha_j = \frac{\overline{ET}_j}{\overline{PE}_j} \qquad (10)$$

$$\beta_j = \frac{\bar{R}_j}{\overline{PR}_j} \qquad (11)$$

$$\gamma_j = \frac{\overline{RO}_j}{\overline{PRO}_j} \qquad (12)$$

$$\delta_j = \frac{\bar{L}_j}{\overline{PL}_j} \qquad (13)$$

en las expresiones anteriores, *j* varía de 1 a 12, es el contador de meses; las cantidades medias se calculan con los *i* valores anuales, que van de 1 a NA o número de años del registro (> 30). Los *coeficientes del BHE* anteriores se utilizan para calcular la denominada por Palmer (1965) como precipitación CAFEC (climatically appropriate for existing conditions) designada por $\hat{P}$, es decir:

$$\hat{P}_j^i = \alpha_j \cdot PE_j^i + \beta_j \cdot PR_j^i + \gamma_j \cdot PRO_j^i - \delta_j \cdot PL_j^i \qquad (14)$$

La precipitación $\hat{P}$, designada *climáticamente apropiada para las condiciones existentes*, es una estimación procedente del BHE, que equivale, de acuerdo con Ma *et al*. (2014), a la cantidad mínima de precipitación necesaria para mantener la humedad del suelo en *condiciones normales* en una cierta región. Según la ecuación (14), corresponde a la suma de la evapotranspiración real, de la recarga del

agua subterránea y del escurrimiento directo, menos el cambio del almacenamiento de humedad en el suelo (Palmer, 1965; Alley, 1984).

Desviación de la humedad

Las diferencias $\hat{d}$ en cada mes del registro entre la precipitación mensual *P* y la $\hat{P}$ se denominan *desviación de la humedad* (*moisture departure*) y corresponde a (Palmer, 1965):

$$\hat{d}_j^i = P_j^i - \hat{P}_j^i \qquad (15)$$

Como ya se indicó, Ma *et al*. (2014) procesan las diferencias $\hat{d}$ con el enfoque probabilístico del SPI, para desarrollar el SPDI.

Evapotranspiración potencial mensual

El criterio de Thornthwaite estima en milímetros la PE_j^i del mes *j* del año *i*, con la siguiente ecuación empírica (Mather, 1977; Campos-Aranda, 2005; Xu, Singh, Chen, & Chen 2008):

$$PE_j^i = 16 \cdot Fc \cdot \left(\frac{10 \cdot Tt_j^i}{IC_i}\right)^m \qquad (16)$$

en la cual *Fc* es un factor correctivo, función de la latitud del lugar y del número de días del mes (*ndm*). Su fórmula es:

$$Fc = \left(\frac{N}{12}\right) \cdot \left(\frac{ndm}{30}\right) \qquad (17)$$

en donde *N* es el soleamiento máximo o número máximo de horas con sol promedio mensuales. Para su estimación en la república mexicana, Campos-Aranda (2005) propuso la siguiente expresión empírica:

$$N = A + B\,[sen\,(30\,nm + 83.5)] \qquad (18)$$

en la cual *nm* es el número de mes, con 1 para enero y 12 para diciembre; *A* y *B* son constantes función de la latitud del lugar (LAT) en grados, con las expresiones siguientes:

$$A = 12.09086 + 0.00266 \cdot LAT \qquad (19)$$

$$B = 0.2194 - 0.06988 \cdot LAT \qquad (20)$$

En la ecuación (16), Tt_j^i es la temperatura media mensual en °C, IC_i es un índice de calor anual, igual a la suma de los 12 mensuales, que son:

$$icm = \left(\frac{Tt_j^i}{5}\right)^{1.514} \qquad (21)$$

Finalmente, en la ecuación (16), el exponente *m* es función de IC_i, con la siguiente expresión empírica:

$$m = 6.75 \cdot 10^{-7} \cdot IC_i^3 - 7.71 \cdot 10^{-5} \cdot IC_i^2 + 1.792 \cdot 10^{-2} \cdot IC_i + 0.4924 \qquad (22)$$

Para valores de Tt_j^i mayores de 26.5 °C no existe influencia del IC_i, por lo cual la PE_j^i es sólo función de Tt_j^i y está tabulada (Campos-Aranda, 2005). Los valores de la tabulación citada se pueden representar por

una recta cuando Tt_j^i varía de 26.5 a 28.0 °C y por un polinomio de segundo grado cuando Tt_j^i es mayor; tales ecuaciones son:

$$PE_j^i = -90.4106 + 8.5114 \cdot Tt_j^i \qquad (23)$$

$$PE_j^i = -423.7983 + 32.7289 \cdot Tt_j^i - 0.43989 \cdot \left(Tt_j^i\right)^2 \qquad (24)$$

Ajuste de la distribución Log-Logística

Calculadas las diferencias $\hat{d}$ con la ecuación (14), se obtiene una *serie cronológica* de 12 por NA elementos, siendo NA el número de años del registro procesado. Después, con tal serie se forman secuencias como *sumas móviles* de una extensión *k* en meses, igual a la *duración de la sequía* que está siendo estudiada, por lo general las siguientes: 1, 3, 6, 9, 12, 18, 24, 30 y 36 meses. Por ejemplo, para *k* = 3, la primera secuencia será la suma del primero, segundo y tercer valor de $\hat{d}$; la segunda secuencia será la suma del segundo, tercero y cuarto valor de $\hat{d}$, y así, sucesivamente, hasta la última secuencia (*ns*), que se formará con la suma del antepenúltimo, penúltimo y último valor de $\hat{d}$. Por lo anterior, el número de secuencias (*ns*) que se pueden formar será igual a:

$$ns = 12 \cdot NA - k + 1 \qquad (25)$$

Las secuencias formadas se designarán por D_l^k con *l*, variando de uno a *ns*. Para el ajuste de una FDP a las secuencias formadas, Ma *et al*. (2014) probaron cuatro modelos probabilísticos: Log-Normal, Pearson tipo III, Log-Logística y General de Valores Extremos (GVE), recomendando la última, ajustada a través del método de momentos L. Para el caso de la información climática procesada en este estudio, el uso de la distribución GVE no conduce a un ajuste que cumpla con la

condición de que su parámetro de ubicación (u) sea menor que la magnitud de la secuencia mínima ($D^k_{\min}$), por ello se empleó la FDP Log-Logística (LL3) sugerida por Vicente-Serrano *et al*. (2010) y ratificada por Beguería *et al*. (2014) para su uso con el SPEI. La función LL3 es equivalente a la distribución Logística Generalizada mediante una relación de parámetros adecuada (Rao & Hamed, 2000). La ecuación de la función de distribución de probabilidades acumuladas [$F(x)$] de la distribución LL3 es (Haktanir, 1991):

$$F(x) = \left[1 + \left(\frac{x-u}{\alpha}\right)^{-1/\gamma}\right]^{-1} \qquad (26)$$

Siendo $\gamma > 0$, $\alpha > 0$ y $u < x_{mo}$ los parámetros de forma, escala y ubicación, cuyos valores se pueden estimar con diversos procedimientos estadísticos; x_{mo} es el dato mínimo observado ($D^k_{\min}$). Ahmad, Sinclair y Werritty (1988) encontraron que el método de los *momentos de probabilidad ponderada* (β_s), desarrollado por Greenwood, Landwehr, Matalas y Wallis (1979), es el más robusto, además de ser un procedimiento relativamente simple y directo. De acuerdo con Stedinger, Vogel y Foufoula-Georgiou (1993), los estimadores sesgados de los β_s se deben emplear cuando se ajusta una FDP en un solo sitio y se estiman cuantiles con ella, pues entonces sus predicciones tienen un menor error cuadrático medio. Tales momentos se calculan con las dos expresiones siguientes (Hosking, 1990; Haktanir, 1991; Stedinger *et al*., 1993; Vicente-Serrano *et al*., 2010):

$$\beta_s = \frac{1}{ns}\sum_{i=1}^{ns}(1 - F_l)^s \cdot D_l^k \qquad \text{con s = 0, 1, 2, …} \qquad (27)$$

siendo:

$$F_l = \frac{l-0.35}{ns} \qquad (28)$$

donde l es el contador de secuencias, cuyo número es ns; D_l^k son tales secuencias ordenadas de forma creciente $\left(D_1^k \leq D_2^k \leq \cdots \leq D_{ns}^k\right)$. Beguería

et al. (2014) han sugerido utilizar los β_s insesgados cuando los estimadores sesgados no conducen a una solución numérica. Las ecuaciones para estimar los tres parámetros de ajuste de la distribución LL3 son (Haktanir, 1991):

$$\gamma = 3 - \frac{2\cdot(\beta_0 - 3\cdot\beta_2)}{(\beta_0 - 2\cdot\beta_1)} \qquad (29)$$

$$\alpha = \frac{(\beta_0 - 2\cdot\beta_1)}{\gamma\cdot\Gamma(1+\gamma)\cdot\Gamma(1-\gamma)} \qquad (30)$$

$$u = \beta_0 - \alpha\cdot\Gamma(1+\gamma)\cdot\Gamma(1-\gamma) \qquad (31)$$

en las cuales $\Gamma(\cdot)$ es la función factorial Gamma; se estimó con la fórmula de Stirling (Davis, 1972), la cual es:

$$\Gamma(\varepsilon) = e^{-\varepsilon}\cdot\varepsilon^{\varepsilon\text{-}1/2}\sqrt{2\mu}\cdot\left(1+\frac{1}{12\varepsilon}+\frac{1}{288\varepsilon^2}-\frac{139}{51840\varepsilon^3}-\frac{571}{2488320\varepsilon^4}\cdots\right) \qquad (32)$$

Calculados los tres parámetros de ajuste (u, σ, λ) se aplica la ecuación (26) con $x = D_l^k$ para estimar las probabilidades de no excedencia $F(x)$, que corresponden a cada suma móvil de una duración k.

Cálculo de los valores del SPDI

Por último, de acuerdo con McKee *et al*. (1993), se emplea la aproximación numérica racional desarrollada por Zelen y Severo (1972), para convertir la $F(x)$ en la variable normal estandarizada Z de media cero y varianza unitaria, la cual define al SPDI buscado; sus ecuaciones son:

$$Z = \text{SPI} = -\left(t - \frac{b_0 + b_1 \cdot t + b_2 \cdot t^2}{1 + c_1 \cdot t + c_2 \cdot t^2 + c_3 \cdot t^3}\right) \quad \text{para} \quad 0 < F(x) < 0.50 \qquad (33)$$

$$Z = \text{SPI} = -\left(t - \frac{b_0 + b_1 \cdot t + b_2 \cdot t^2}{1 + c_1 \cdot t + c_2 \cdot t^2 + c_3 \cdot t^3}\right) \quad \text{para} \quad 0.50 < F(x) < 1 \qquad (34)$$

$$t = \sqrt{\ln\left[\frac{1}{[F(x)]^2}\right]} \quad \text{para} \quad 0 < F(x) < 0.50 \qquad (35)$$

$$t = \sqrt{\ln\left[\frac{1}{[1 - F(x)]^2}\right]} \quad \text{para} \quad 0.50 < F(x) < 1 \qquad (36)$$

$b0 = 2.515517 \quad b1 = 0.802853 \quad b2 = 0.010328$

$c1 = 1.432788 \quad c2 = 0.189269 \quad c3 = 0.001308$

Registros climáticos procesados

El estado de San Luis Potosí está dividido por el parteaguas común entre las Regiones Hidrológicas Núm. 37 (El Salado) y Núm. 26 (Pánuco), como se indica en la Figura 2. La primera región tiene clima árido en el área conocida como Altiplano Potosino. En contraste, la porción potosina de la cuenca del río Pánuco es de clima cálido-húmedo, se conoce como Región Huasteca y comienza de manera aproximada en el meridiano 99° 30’ W.G. Esa transición de climas origina una tercera zona geográfica en el estado, denominada Zona Media de clima templado.

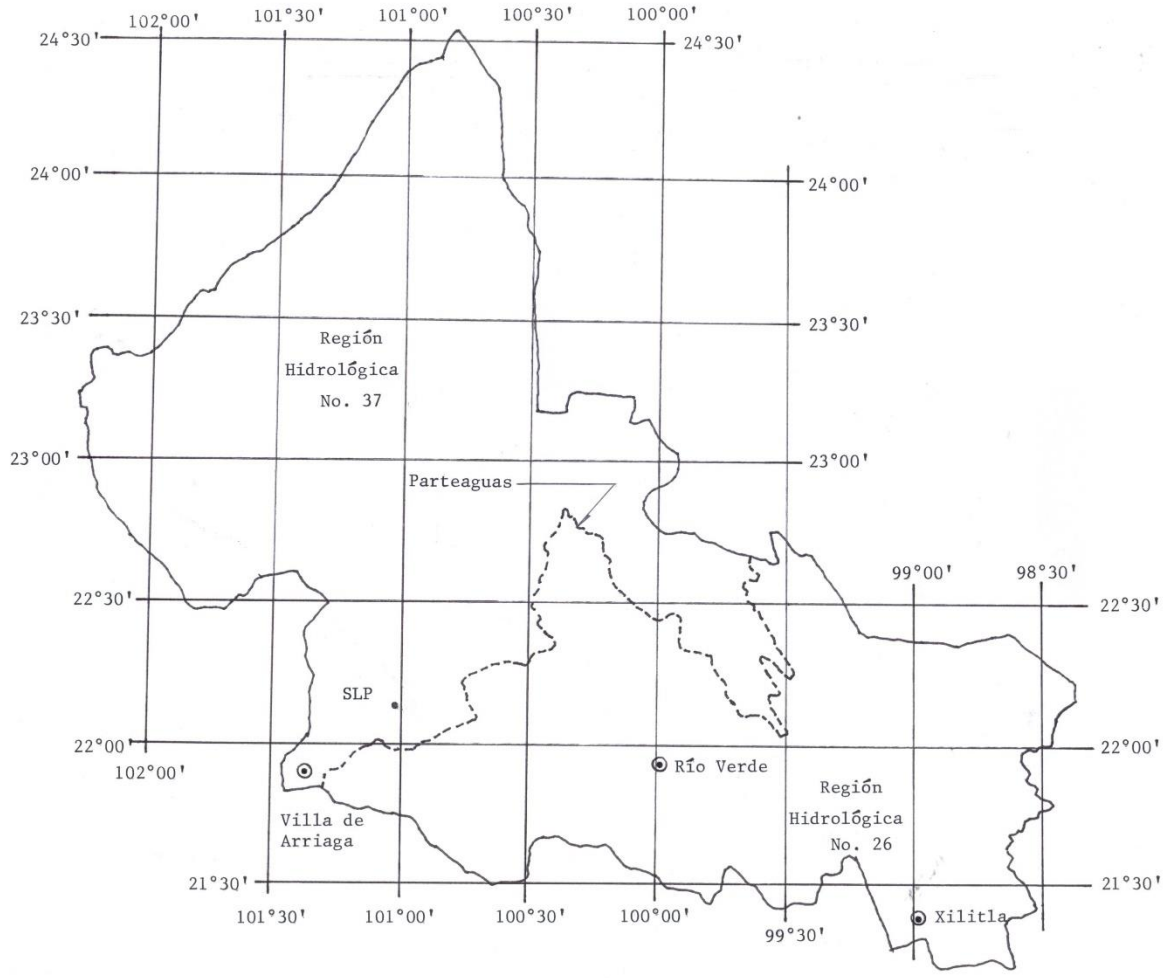

Figura 2. Ubicación geográfica de las tres estaciones climatológicas procesadas del estado de San Luis Potosí, México.

En cada una de estas tres áreas geográficas se buscaron las estaciones climatológicas de más amplio registro y con el menor número de datos mensuales faltantes de precipitación y temperatura media. Se seleccionaron las tres siguientes: Villa de Arriaga, Río Verde y Xilitla. En cada una de ellas, los escasos datos faltantes de precipitación se consideraron igual a la *moda* mensual, estimada con base en el ajuste de la distribución Gamma Mixta a todos los valores mensuales disponibles (Campos-Aranda, 2005). Los pocos datos faltantes de temperatura media se estimaron con un procedimiento de interpolación que toma en cuenta la tendencia observada en tal mes, antes y después del valor faltante.

Los valores *promedio mensuales* de precipitación (mm) y de temperatura media (°C) de cada estación climatológica seleccionada se citan en la Tabla 1, así como sus respectivos periodos de registro. En la estación Villa de Arriaga, en el lapso de 2010 a 2014, se emplearon valores promedio mensuales de temperatura debido a que sus registros disponibles abarcaron hasta el año 2009, cuando fueron procesados por Campos-Aranda (2017). También en la Tabla 1 se exponen los valores promedio mensuales de la evapotranspiración potencial (PE_j), calculada con base en el método de Thornthwaite (ecuaciones (16) a (24)). En la Figura 2 se muestra la ubicación de las tres estaciones climatológicas seleccionadas del estado de San Luis Potosí, México.

Tabla 1. Valores promedio mensuales de los elementos climáticos indicados en las tres estaciones climatológicas seleccionadas y procesadas del estado de San Luis Potosí, México.

Descripción	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Anual
Estación: Villa de Arriaga (1962-2014) (longitud 101° 23′ OG; latitud 21° 54′ N; altitud, 2 170 nsnm)													
Precipitación	13.0	7.6	7.0	10.4	30.9	57.2	72.1	56.8	62.7	25.4	5.6	8.9	357.7
Temp. media	13.0	13.9	15.9	19.2	20.9	20.8	19.8	19.5	18.8	16.6	14.6	13.4	17.2
PE_i	37.6	39.3	57.6	82.1	102.3	99.4	94.1	87.9	77.1	60.1	44.7	39.1	821.2
Estación: Río Verde (1961-2014) (longitud 99° 59′ OG; latitud 21° 56′ N; altitud, 987 nsnm)													
Precipitación	12.2	10.8	9.4	32.7	36.5	88.7	88.3	71.7	103.4	44.2	15.4	12.9	526.2
Temp. media	16.2	18.3	21.7	24.6	26.4	26.1	25.0	25.1	23.9	21.8	19.0	17.0	22.1
PE_i	36.6	47.5	84.3	118.5	142.6	137.2	134.6	130.3	107.1	82.6	54.3	41.0	1118.6
Estación: Xilitla (1965-2014) (longitud 98° 59′ OG; latitud 21° 23′ N; altitud, 630 nsnm)													
Precipitación	62.6	65.3	72.5	115.3	175.5	373.9	432.2	429.9	566.1	292.5	101.5	59.0	2746.2

Temp. media	17.4	18.7	21.4	24.2	25.9	26.2	25.6	25.9	25.0	23.1	20.3	18.3	22.7
PE_i	42.1	48.2	80.2	113.2	137.0	139.8	137.3	138.4	118.8	94.9	62.6	47.2	1159.5

Resultados

Pruebas de homogeneidad aplicadas

Con base en los registros completos de precipitación y temperatura media mensuales se calcularon sus valores anuales, y con tales *series* se realizó el análisis de calidad estadística, para lo cual se aplicaron las siguientes siete pruebas, una general y seis específicas: 1) Von Neumann, que detecta pérdida de aleatoriedad por componentes determinísticas no especificadas; 2) Anderson; 3) Sneyers, que busca persistencia; 4) Kendall; 5) Spearman, que detecta tendencia; 6) Bartlett ,que prueba la variabilidad, y (7) Cramer, que busca cambios en la media. En todas las pruebas se empleó un nivel de significancia (α) de 5%. Las pruebas estadísticas citadas se pueden consultar en WMO (1971), Buishand (1982), y Machiwal y Jha (2008). Los resultados de tales pruebas se han concentrado en la Tabla 2, donde NH y H significan serie o registro no homogéneo y homogéneo, respectivamente.

Tabla 2. Resultados de la pruebas estadísticas aplicadas a los registros anuales de precipitación (*P*) y temperaturas media (*Tt*) de las estaciones climatológicas indicadas.

Pruebas estadísticas aplicadas	**Villa de Arriaga**		**Río Verde**		**Xilitla**	
	P	***Tt***	***P***	***Tt***	***P***	***Tt***
1. Von Neumann	NH	NH	NH	NH	H	NH
2. Persistencia (Anderson)	NH	NH	NH	NH	H	NH
3. Persistencia (Sneyers)	NH	NH	NH	NH	H	NH

4. Tendencia (Kendall)	H	NH↑	H	NH↑	H	NH↑
5. Tendencia (Spearman)	H	NH↑	H	NH↑	H	NH↑
6. Variabilidad (Bartlett)	H	NH	H	H	H	H
7. Cambio en la media (Cramer)	H	NH	H	NH	H	NH

Respecto a la precipitación anual (*P*), los registros de Villa de Arriaga y Río Verde muestran persistencia, detectada incluso con la prueba de Von Neumann. Al tomar en cuenta que la persistencia es una componente estadística de las series cronológicas, se puede continuar con los análisis encaminados a cuantificar sequías meteorológicas, pues los tres registros no presentan tendencia ni cambios en la media, es decir, pérdida de homogeneidad.

Lo contrario ocurre con los registros de temperatura media anual (*Tt*), los cuales no son homogéneos, ya que presentan persistencia, tendencia ascendente y cambio en la media. Aceptando que tal pérdida de homogeneidad está asociada con el cambio climático, se pueden procesar tales registros, cuyos efectos de la tendencia ascendente se verán reflejados en las estimaciones mensuales de evapotranspiración potencial, con las ecuaciones (16) a (24).

Aspectos relevantes del programa de cómputo

El programa designado por SPDI3 consta de tres módulos que se generaron de manera sucesiva y así se fueron incorporando. En el subprograma SPDI1 se desarrolló el BHE con base en las ecuaciones (1) a (15), el cual quedó terminado cuando logró reproducir los valores de la Tabla 1 de la página 10 del documento de Palmer (1965), que expone tres años (de 1933 a 1935) de resultados de un BHE realizado en Iowa Central, utilizando $Ss_{máx}$ y $Su_{máx}$ igual a 1.0 y 9.0 pulgadas, e iniciando con *AWC* igual a 10.0 pulgadas. Este módulo llamado BHE concluye con el cálculo de la desviación de humedad ($\hat{d}$) con la ecuación (15), en sistema métrico decimal; estimando la evapotranspiración potencial (*PE*) por medio de las ecuaciones (16) a (24). Con el autor está disponible,

en lenguaje *BASIC*, el código del primer módulo, que resultó ser el más complejo de programar.

Un aspecto interesante de este primer módulo consiste en establecer las condiciones iniciales de humedad en el suelo en el primer año del registro, ello se resolvió por tanteos, asignando valores a *Ss* y *Su* en enero y contrastándolos con los de diciembre de tal año; cuando resultaron iguales, el problema quedó resuelto. Para los años subsecuentes, los valores de diciembre de un año se emplearon como iniciales en enero del año siguiente. Se adoptaron magnitudes de 25 mm para $Ss_{máx}$ y de 150 mm para $Su_{máx}$. En la Tabla 3 se muestran las parejas de valores calculados por tanteos para Ss_{inic} y Su_{inic}, en el primer año del registro, así como los conjuntos de coeficientes del BHE obtenidos para cada una de las tres estaciones climatológicas procesadas.

Tabla 3. Valores de los coeficientes del BHE estimados con los registros históricos para los almacenamientos de humedad del suelo indicados, en las tres estaciones climatológicas procesadas del estado de San Luis Potosí, México.

Esta-ción	Villa de Arriaga				Río Verde				Xilitla			
	$Su_{máx}$ = 150 mm Ss_{inic} = 0 mm; Su_{inic} = 0 mm				$Su_{máx}$ = 150 mm Ss_{inic} = 0 mm; Su_{inic} = 7.3 mm				$Su_{máx}$ = 150 mm Ss_{inic} = 22.5 mm; Su_{inic} = 150 mm			
Mes	**Alfa (α)**	**Beta (β)**	**Gamma (γ)**	**Delta (δ)**	**Alfa (α)**	**Beta (β)**	**Gamma (γ)**	**Delta (δ)**	**Alfa (α)**	**Beta (β)**	**Gamma (γ)**	**Delta (δ)**
Ene	0.287	0.012	0.161	0.643	0.398	0.011	0.000	0.694	0.994	0.433	0.120	0.115
Feb	0.273	0.004	0.020	0.768	0.310	0.012	0.000	0.808	0.984	0.313	0.128	0.154
Mar	0.199	0.006	0.000	0.871	0.210	0.000	0.000	0.857	0.958	0.157	0.094	0.318
Abr	0.197	0.001	0.000	0.825	0.289	0.023	0.000	0.678	0.936	0.245	0.168	0.264
May	0.318	0.007	0.000	0.530	0.292	0.001	0.000	0.693	0.925	0.300	0.378	0.149
Jun	0.448	0.061	0.108	0.495	0.558	0.075	0.000	0.472	0.990	0.712	1.594	0.018
Jul	0.609	0.082	0.386	0.444	0.546	0.116	0.138	0.511	0.989	0.822	1.791	0.018
Ago	0.583	0.068	0.080	0.484	0.574	0.050	0.050	0.614	0.999	1.000	1.695	0.014
Sep	0.612	0.095	0.236	0.387	0.748	0.171	0.096	0.327	1.000	1.000	2.572	0.000

Oct	0.463	0.037	0.000	0.545	0.613	0.035	0.007	0.539	0.998	0.000	1.148	0.037
Nov	0.313	0.000	0.000	0.863	0.447	0.005	0.000	0.750	0.995	0.876	0.253	0.125
Dic	0.271	0.019	0.006	0.858	0.383	0.016	0.000	0.729	0.992	0.419	0.104	0.197

El subprograma SPDI2 incorpora el segundo módulo, en el cual se calculan las *sumas móviles* de duración *k* en meses, para formar las secuencias D_l^k, a las cuales se les cuantifican sus parámetros estadísticos básicos: media, desviación estándar y coeficiente de asimetría, así como su valor mínimo y máximo. Este módulo incluye el ajuste de la distribución LL3 a la secuencia D_l^k formada, por medio de las ecuaciones (25) a (32) y termina con la aplicación de la ecuación (26) para estimar las probabilidades de no excedencia [$P(X \leq x)$] de cada elemento de tal secuencia. Son resultados relevantes de este módulo los parámetros de forma, escala y ubicación de la función LL3.

Ahora el programa SPDI3 se completa con el tercer módulo, que calcula los valores del SPDI, con sólo transformar sus probabilidades de no excedencia a variables normales estándar (Z), por medio de las ecuaciones (33) a (36. Además, se calculan dos parámetros estadísticos del SPDI = Z, la media y su varianza, así como su número de elementos negativos. Estas cantidades son en realidad *medidas de bondad de ajuste*, pues sus valores deben ser cero, uno y la mitad del número de secuencias formadas (*ns*). También se detecta el valor mínimo extremo de SPDI. Por último, en este módulo se contabiliza el número de sequías leves, moderadas, severas y extremas, las cuales corresponden al número de valores del SPDI que ocurren entre cero y –1.00, de –1.00 a –1.50, de –1.50 a –2.00, y que sean menores de –2.00, respectivamente.

Contrastes del SPDI

Con base en el programa SPDI3 se procesan los registros históricos de precipitación y temperatura media mensuales de las tres estaciones

climatológicas de ubicaciones climáticas disímiles, para las tres duraciones de sequía (*k*) establecidas. En la Tabla 4, Tabla 5 y Tabla 6 se exponen los resultados del programa citado en sus tres últimas columnas; en sus columnas 2, 3 y 4 se muestran los resultados de índice SPI, los cuales proceden de los cálculos realizados por Campos-Aranda (2017) y en sus columnas 5, 6 y 7 se citan los resultados del índice SPEI aplicado, utilizando el método de Thornthwaite (ecuaciones (16) a (24)).

Tabla 4. Resultados de los índices de sequías meteorológicas mostrados con los datos mensuales de la estación climatológica Villa de Arriaga del estado de San Luis Potosí, México.

Conceptos numéricos	**SPI**			**SPEI**			**SPDI**		
	Duraciones (meses)			**Duraciones (meses)**			**Duraciones (meses)**		
	6	**12**	**24**	**6**	**12**	**24**	**6**	**12**	**24**
Suma móvil (no.)	(631)	(625)	(613)	(631)	(625)	(613)	(631)	(625)	(613)
Mínima	0.0	30.0	156.7	−629.4	−834.6	−1616.7	−287.4	−377.7	−676.1
Máxima	946.5	1456.5	2011.5	463.4	648.9	398.2	727.5	1292.1	1577.6
Media aritmética	179.9	360.3	725.9	−231.5	−460.8	−917.1	0.575	3.486	13.879
Desv. estándar	157.4	210.6	356.0	144.4	218.3	371.3	150.0	249.7	423.9
Coef. asimetría	1.496	1.425	1.181	1.090	1.243	0.974	1.429	1.414	1.221
FDP: GM2 o LL3									
Parám. forma (λ)	1.3436	3.1500	4.3579	0.164	0.173	0.135	0.224	0.214	0.173
Parám. escala(σ)	139.16	114.39	166.58	453.9	646.4	1451.3	323.4	573.1	1239.3
Parám. ubic. (*u*)	–	–	–	−705.6	−1139.4	−2410.9	−350.7	−614.4	−1287.1
Índice sequías									
Media aritmética	0.0053	−0.0074	−0.0417	−0.0022	−0.0006	−0.0039	−0.0008	0.0008	−0.0028
Varianza	0.9767	1.0159	1.2073	1.0044	0.9854	0.9888	1.0089	0.9876	0.9936
Valor mínimo	−2.760	−2.320	−4.241	−4.118	−2.229	−2.280	−3.198	−2.147	−2.128
Núm. val. negativos	314	319	314	326	323	304	332	337	309
% de sequías	49.8	51.0	51.2	51.7	51.7	49.6	52.6	53.9	50.4

Tipos sequías									
% leves	33.0	32.5	35.6	36.0	33.8	32.3	37.9	35.8	33.4
% moderadas	8.7	11.4	6.5	9.0	11.8	9.3	8.1	11.0	7.3
% severas	7.0	6.1	4.7	4.9	4.8	6.4	4.4	6.9	9.1
% extremas	1.1	1.1	4.4	1.7	1.3	1.6	2.2	0.2	0.5

Tabla 5. Resultados de los índices de sequías meteorológicas mostrados con los datos mensuales de la estación climatológica Río Verde del estado de San Luis Potosí, México.

Conceptos numéricos	**SPI**			**SPEI**			**SPDI**		
	Duraciones (meses)			**Duraciones (meses)**			**Duraciones (meses)**		
	6	**12**	**24**	**6**	**12**	**24**	**6**	**12**	**24**
Suma móvil (no.)	(643)	(637)	(625)	(643)	(637)	(625)	(643)	(637)	(625)
Mínima	4.1	177.4	551.8	−694.0	−988.9	−1754.3	−372.0	−454.8	−675.9
Máxima	869.7	1191.9	1922.6	170.5	114.9	−295.0	588.0	853.2	1198.4
Media aritmética	263.7	524.9	1049.8	−296.9	−593.9	−1187.8	−0.067	−1.46	−5.31
Desv. estándar	167.9	173.1	268.8	155.0	190.0.	299.3	160.3	253.7	410.4
Coef. asimetría	0.785	0.604	0.501	0.240	0.463	0.325	0.833	0.628	0.550
FDP: GM2 o LL3									
Parám. forma (λ)	2.1266	9.3266	15.6140	0.041	0.084	0.072	0.167	0.147	0.132
Parám. escala(σ)	124.01	56.2781	67.2355	2116.3	1265.4	2358.1	503.8	933.0	1707.8
Parám. ubic. (*u*)	–	–	–	−2417.0	−1872.8	−3563.7	−527.0	−967.4	−1761.0.
Índice sequías									
Media aritmética	0.0160	0.0022	−0.0137	−0.0131	−0.0050	−0.0059	0.0000	−0.0003	−0.0009
Varianza	0.9616	0.9950	1.0531	0.9939	0.9938	1.0008	1.0051	1.0053	1.0042
Valor mínimo	−2.699	−2.593	−3.167	−2.471	−2.205	−1.963	−3.131	−2.124	−1.863
Núm. val. negativos	299	325	338	325	340	311	341	326	329
% de sequías	46.5	51.0	54.1	50.5	53.4	49.8	53.0	51.2	52.6
Tipos sequías									

% leves	29.5	35.5	37.1	32.2	35.9	30.9	37.8	33.6	32.6
% moderadas	10.9	11.0	10.9	11.2	11.3	13.9	9.5	12.9	16.2
% severas	4.0	2.4	4.2	5.6	5.0	5.0	3.7	4.2	3.8
% extremas	2.0	2.2	1.9	1.6	1.1	0.0	2.0	0.5	0.0

Tabla 6. Resultados de los índices de sequías meteorológicas mostrados con los datos mensuales de la estación climatológica Xilitla del estado de San Luis Potosí, México.

Conceptos numéricos	**SPI**			**SPEI**			**SPDI**		
	Duraciones (meses)			**Duraciones (meses)**			**Duraciones (meses)**		
	6	**12**	**24**	**6**	**12**	**24**	**6**	**12**	**24**
Suma móvil (no.)	(595)	(589)	(577)	(595)	(589)	(577)	(595)	(589)	(577)
Mínima	195.0	1526.4	3427.1	−278.0	293.7	976.6	−1172.4	−1293.0	−2115.2
Máxima	3444.7	4423.2	8085.8	2729.6	3274.8	5828.3	1303.5	1633.7	2541.2
Media aritmética	1376.3	2740.5	5455.2	795.4	1581.4	3136.3	−0.957	−5.120	35.240
Desv. estándar	750.6	614.3	870.7	667.1	632.6	913.6	413.1	609.9	880.7
Coef. asimetría	0.470	0.150	0.229	0.581	0.147	0.214	0.205	0.175	0.204
FDP: GM2 o LL3									
Parám. forma (λ)	3.0199	19.371	39.248	0.136	0.027	0.047	0.039	0.036	0.047
Parám. escala(σ)	455.72	141.47	138.99	2689.1	13300.7	11006.0	5971.0	9658.5	10636.7
Parám. ubic. (*u*)	–	–	–	−1973.6	−11722.0	−7898.5	−5980.6	−9674.4	−10699.8
Índice sequías									
Media aritmética	−0.0112	−0.0178	−0.0055	−0.0007	−0.0203	−0.0113	−0.0137	−0.0145	−0.0106
Varianza	1.0476	1.07966	1.0288	1.0017	1.0036	1.0063	0.9987	0.9993	1.0004
Valor mínimo	−2.530	−3.159	−3.293	−1.847	−1.996	2.321	−2.682	−2.072	−2.314
Núm. val. negativos	287	293	303	305	315	306	304	308	295
% de sequías	48.2	49.7	52.5	51.3	53.5	53.0	51.1	52.3	51.1
Tipos sequías									
% leves	28.9	30.2	35.2	30.6	32.3	32.6	34.8	31.6	31.9
% moderadas	10.9	10.9	10.1	17.5	14.8	13.5	8.4	13.9	12.3
% severas	6.6	5.6	4.9	3.2	6.5	5.7	5.7	6.6	6.4
% extremas	1.8	3.1	2.4	0.0	0.0	1.2	2.2	0.2	0.5

Las tablas 4, 5 y 6 concentran cuatro tipos de valores numéricos: 1) los asociados con las secuencias (D_l^k) o sumas móviles; 2) los relativos al ajuste de las distribuciones Gamma Mixta (GM2) y Log-Logística (LL3); 3) los correspondientes a los parámetros estadísticos del SPI, SPEI y SPDI, que son indicadores de la calidad estadística del ajuste logrado y, por lo tanto, de la exactitud de los resultados, y 4) los asociados con los cuatro tipos de sequías buscadas.

Discusión

Generalidades

Las Tablas 4, 5 y 6 mostraron que los parámetros estadísticos de las secuencias formadas a través de *sumas móviles* difieren bastante en cada índice, debido a que en el SPI proceden de la precipitación mensual, en el SPEI de las diferencias (d) entre la precipitación menos la evapotranspiración potenciales mensuales y en el SPDI provienen de las desviaciones de humedad ($\hat{d}$) de Palmer.

Con respecto a los indicadores de calidad de los ajustes logrados se observa que con el SPDI se logran los mejores ajustes en las tres estaciones climatológicas procesadas, ya que su media y varianza se aproximan más a cero y la unidad. Los peores ajustes los define el índice SPI. En general, los índices SPEI y SPDI tienden a estimar por exceso el número de sequías en las tres estaciones climatológicas procesadas, y el SPI hace mejores estimaciones en las duraciones de 6 y 12 meses.

Por último, en relación con los porcentajes de cada tipo de sequía que establecen los tres índices contrastados, todos reportan valores similares en orden de magnitud, pero que difieren de manera puntual para cada duración de sequía, principalmente en relación con las sequías severas y extremas.

Con base en los resultados de las tablas 4, 5 y 6, se deduce que en la duración de 12 meses se obtienen los porcentajes de los tipos de sequía menos dispersos y más semejantes entre ellos. Entonces, tomando como referencia los porcentajes que define el SPDI, se compararon con los del SPI y del SPEI, y se seleccionaron valores representativos, ajustando tales porcentajes a una suma de 50%. Se estableció para la estación Villa de Arriaga el 33, 11, 5 y 1% de sequías ligeras, moderadas, severas y extremas, respectivamente; en la estación Río Verde, 34, 11, 4 y 1%, de sequías ligeras, moderadas, severas y extremas, respectivamente; por último, en Xilitla, 31, 12.5, 6 y 0.5% de sequías ligeras, moderadas, severas y extremas, respectivamente.

Definición de periodos de sequías

Para la duración de 12 meses, encontrada la más conveniente para establecer valores representativos, se muestran en la Figura 3, Figura 4 y Figura 5 las gráficas de evolución del índice SPDI en cada una de las tres estaciones climatológicas procesadas.

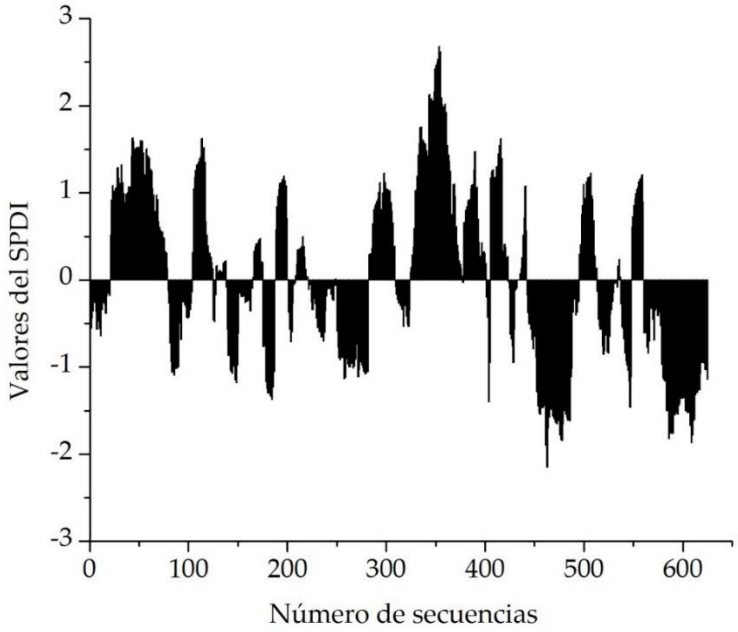

Figura 3. Evolución del SPDI de 12 meses de duración en la estación climatológica Villa de Arriaga del estado de San Luis Potosí, México.

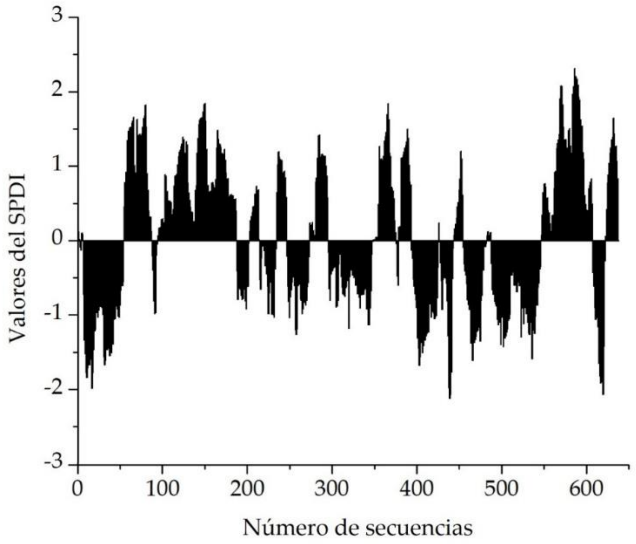

Figura 4. Evolución del SPDI de 12 meses de duración en la estación climatológica Río Verde del estado de San Luis Potosí, México.

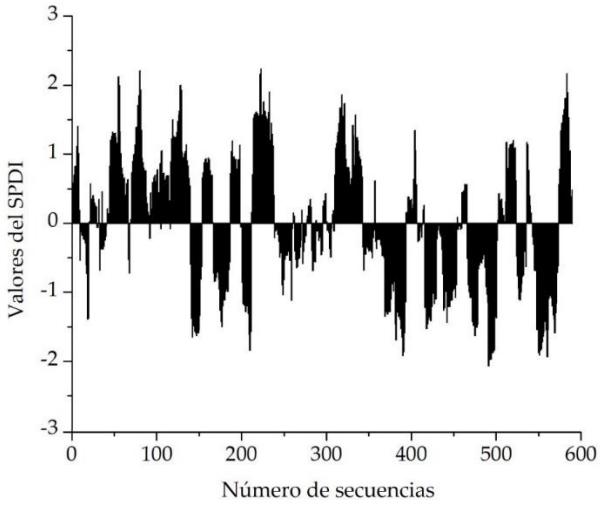

Figura 5. Evolución del SPDI de 12 meses de duración en la estación climatológica Xilitla del estado de San Luis Potosí, México.

En la Figura 3 se observa que el último lapso de sequías y el que contiene al valor mínimo extremo fueron los más severos en duración y magnitudes. El segundo comienza en la secuencia 443 (octubre de 1999) y termina en la 495 (febrero de 2004), ocurriendo el evento máximo en la secuencia 463 (junio de 2001). Las fechas entre paréntesis se obtienen con base en la ecuación (25), despejando NA, cuya parte entera define el año al sumarlo al inicial del registro y su porción decimal, al multiplicarla por 12, establece el número de mes respectivo. El periodo de sequías más crítico, el último, comenzó en la secuencia 561 (agosto de 2009) y terminó en la 625 (diciembre de 2014).

En la Figura 4 se aprecia que la sequía inicial fue de las más severas: comenzó en la secuencia 7 (junio de 1962) y terminó en la 54 (mayo de 1966). Por otra parte, el evento máximo ocurrió en la secuencia 439 (junio de 1998).

En la Figura 5 se deduce que el lapso de sequía más severa fue el antepenúltimo, el cual comienza en la secuencia 466 (septiembre de 2004) y termina en la 501 (agosto de 2007), conteniendo el evento máximo extremo en la secuencia 491 (octubre de 2006).

Conclusiones

En las tablas 4, 5 y 6 se expusieron los resultados de los tres índices de sequías meteorológicas (SPI, SPEI y SPDI) contrastados, aplicados en las estaciones climatológicas Villa de Arriaga, Río Verde y Xilitla, ubicadas en cada uno de los tres climas disímiles del estado de San Luis Potosí, México: árido, templado y cálido-húmedo, respectivamente.

Se observó en estos cuadros que los parámetros estadísticos de las secuencias formadas a través de *sumas móviles* difieren de manera notable en cada índice, lo cual se debe a su procedencia: precipitación (P), diferencias P menos evapotranspiración potencial y desviaciones de humedad ($\hat{d}$).

Se concluye que con el SPDI se logran los resultados más confiables en las tres estaciones climatológicas procesadas, ya que su media y varianza se aproximan más a cero y la unidad. Los peores ajustes los define el índice SPI. En general, los índices SPEI y SPDI tienden a estimar por exceso el número de sequías en las tres estaciones climatológicas procesadas, y el SPI hace una mejor aproximación en las duraciones de 6 y 12 meses.

En relación con los porcentajes de cada tipo de sequía que establecen los tres índices contrastados, todos reportan valores similares en orden de magnitud, pero que difieren de manera puntual para cada duración de sequía, principalmente en relación con las sequías severas y extremas.

Se han definido, de manera aproximada, los siguientes porcentajes de sequías meteorológicas ligeras, moderadas, severas y extremas: (1) en Villa de Arriaga, 33, 11, 5 y 1%, respectivamente; (2) en Río Verde, 34, 11, 4 y 1%%, respectivamente; (3) en Xilitla, 31, 12.5, 6 y 0.5%, respectivamente.

Las gráficas de evolución del SPDI permiten establecer de manera clara los periodos de sequía, definiendo sus fechas de inicio y terminación, así

como sus eventos máximos tanto en severidad como en fecha de ocurrencia.

Agradecimientos

Se agradecen las correcciones, observaciones y sugerencias de los tres árbitros anónimos, las cuales llevaron a reformular el planteamiento del estudio, y a alcanzar un objetivo más específico y de mayor importancia en relación con los índices comunes de sequías meteorológicas.

Referencias

Ahmad, M. I., Sinclair, C. D., & Werritty, A. (1988). Log-logistic flood frequency analysis. *Journal of Hydrology*, 98(3), 205-224.

Alley, W. M. (1984). The Palmer drought severity index: Limitations and assumptions. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23(7), 77-86.

Beguería, S., Vicente-Serrano, S. M., Reig, F., & Latorre, B. (2014). Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI) revisited: Parameter fitting, evapotranspiration models, tools, datasets and drought monitoring. *International Journal of Climatology*, 34(10), 3001-3023.

Buishand, T. A. (1982). Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology*, 58(1-2), 11-27.

Campos-Aranda, D. F. (2005). Estimación de la evapotranspiración y análisis de la precipitación. En: *Agroclimatología Cuantitativa de Cultivos* (pp. 65-120). México, DF, México: Editorial Trillas.

Campos-Aranda, D. F. (2017). Cuantificación de sequías meteorológicas mensuales: cotejo de cuatro índices en tres localidades de San Luis Potosí, México. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 8(3), 159-172.

Davis, P. J. (1972). Gamma Function and related functions. In: Abramowitz, M., & Stegun, I. A. (eds.). *Handbook of Mathematical Functions* (pp. 253-296). New York, USA: Dover Publications.

Fuchs, B. A., Svoboda, M. D., Wilhite, D. A., & Hayes, H. J. (2014). Drought indices for drought risk assessment in a changing climate. In: Eslamian, S. (ed.). *Handbook of Engineering Hydrology. Modeling, Climate Change and Variability* (pp. 217-231). Boca Raton, Florida, USA: CRC Press.

Greenwood, J. A., Landwehr, J. M., Matalas, N. C., & Wallis, J. R. (1979). Probability weighted moments: Definition and relation to parameters of several distributions expressible in inverse form. *Water Resources Research*, 15(5), 1049-1054.

Haktanir, T. (1991). Statistical modeling of annual maximum flows in Turkish rivers. *Hydrological Sciences Journal*, 34(4), 367-389.

Hao, Z., & Singh, V. P. (2015). Drought characterization from a multivariate perspective: A review. *Journal of Hydrology*, 527, 668-678.

Hosking, J. R. M. (1990). L-moments: Analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. *Journal of the Royal Statistical Society B*, 52(1), 105-124.

Karl, T. R. (1986). The sensitivity of the Palmer drought severity index and Palmer's *Z*–index to their calibration coefficients including potential evapotranspiration. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25(1), 77-86.

Ma, M., Ren, L., Yuan, F., Jiang, S., Liu, Y., Kong, H., & Gong, L. (2014). A new standardized Palmer drought index for hydro–meteorological use. *Hydrological Processes*, 28(23), 5645-5661.

Machiwal, D., & Jha, M. K. (2008). Comparative evaluation of statistical tests for time series analysis: Applications to hydrological time series. *Hydrological Sciences Journal*, 53(2), 353-366.

Mather, J. R. (1977). The Climatic Water Budget. Exercise V. In: Thornthwaite, C. W., & Mather, J. R. (eds.) *Workbook in Applied Climatology* (pp. 29-44). New Jersey, USA: Laboratory of Climatology.

McKee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (1993). *The relationship of drought frequency and duration to times scales.* Eight Conference on Applied Climatology Anaheim, California, USA.

Mishra, A. K., & Singh, V. P. (2010). A review of drought concepts. *Journal of Hydrology*, 91(1-2), 202-216.

Palmer, W. C. (1965). *Meteorological Drought* (Research Paper No. 45). Washington, DC, USA: U.S. Office of Climatology, US, Weather Bureau, Department of Commerce.

Pandey, R. P., Sharma, K. D., Mishra, S. K., Singh, R., & Agarwal, A. (2008). Drought characterization. In: Singh, V. P. (ed.). *Hydrology and Hydraulics* (pp. 761-792*).* Highlands Ranch, Colorado, USA: Water Resources Publications.

Pereira, L. S., Rosa, R. D., & Paulo, A. A. (2007). Testing a modification of the Palmer drought severity index for Mediterranean environments. In: Rossi, G., Vega, T., & Bonaccorso, B. (eds.). *Methods and Tools for Drought Analysis and Management* (pp. 149-167). Dordrecht, The Netherlands: Springer.

Rao, A. R., & Hamed, K. H. (2000). Generalized Logistic Distribution. Theme 9.2 (pp. 302-321). In: *Flood Frequency Analysis*. Boca Raton, Florida, USA: CRC Press. 350 p.

Stagge, J. H., Tallaksen, L. M., Gudmundsson, L., Van Loon, A. F., & Stahl, K. (2015). Candidate distributions for climatological drought indices (SPI and SPEI). *International Journal of Climatology*, 35(18), 4027-4040.

Stedinger, J. R., Vogel, R. M., & Foufoula-Georgiou, E. (1993). Frequency Analysis of Extreme Events. In: Maidment, D. R. (ed.). *Handbook of Hydrology* (pp. 18.1-18.66). New York, USA: McGraw-Hill.

Tsakiris G., & Vangelis H. (2005). Establishing a drought index incorporating evapotranspiration. *European Water*, 9(10), 3-11.

Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., & López-Moreno, J. I. (2010). A multiscalar Drought Index sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *Journal of Climate*, 23(7), 1696-1718.

Wells, N., Goddard, S., & Hayes, M. J. (2004). A self-calibrating Palmer drought severity index. *Journal of Climate*, 17(12), 2335-2351.

WMO, World Meteorological Organization. (1971). Standard tests of significance to be recommended in routine analysis of climatic fluctuations. Annexed III. In: *Climatic Change*. *Technical Note No.*

79 (pp. 58-71). Geneva, Switzerland: Secretariat of the World Meteorological Organization.

Xu, C., Singh, V. P., Chen, Y. D., & Chen, D. (2008). Evaporation and Evapotranspiration. In: Singh, V. P. (ed.). *Hydrology and Hydraulics* (pp. 229-276). Colorado, USA: Water Resources Publications.

Zelen, M., & Severo, N. C. (1972). Probability functions. In: Abramowitz, M., & Stegun, I. A. (eds.). *Handbook of Mathematical* (pp. 925-995). New York, USA: Dover Publications.