

# Contraste de los índices DPP, SPI y RDI para clasificación de sequías, en la estación climatológica Zacatecas, México

• Daniel Francisco Campos-Aranda •

Profesor jubilado de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, México

\*Autor de correspondencia

## Resumen

Campos-Aranda, D. F. (enero-febrero, 2015). Contraste de los índices DPP, SPI y RDI para clasificación de sequías, en la estación climatológica Zacatecas, México. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 6(1), 183-193.

Las sequías meteorológicas son eventos comunes y recurrentes del sistema climático, que pueden acontecer en cualquier zona, pero con características diferentes en severidad, duración y extensión en cada región. Su característica fundamental es una disminución en la lluvia en relación con sus valores normales o promedio. Debido a ello, los variados procedimientos disponibles para su detección y seguimiento se basan, por lo general, en los registros disponibles de precipitación mensual. En este trabajo se exponen los procedimientos operativos de tres métodos que permiten clasificar las sequías según su severidad en ligeras, moderadas, severas y extremas. Tales métodos son los siguientes: el déficit probabilístico de precipitación (DPP), el índice estandarizado de precipitación (SPI) y el índice de reconocimiento de sequías (RDI), el cual, además, utiliza la evapotranspiración potencial mensual. Se aplican tales índices al registro disponible de lluvia mensual en la estación climatológica Zacatecas, ubicada en la capital del estado del mismo nombre, en México, con 83 años, de enero de 1930 a diciembre de 2012. Se describen los resultados y se formulan las conclusiones, las cuales sugieren la aplicación conjunta de tales índices, para complementar y/o ratificar la clasificación de sequías obtenida.

**Palabras clave:** distribución Gamma Mixta, evapotranspiración potencial mensual, pruebas estadísticas de homogeneidad, modelos probabilísticos LP3, GVE y LOG, error estándar de ajuste, severidad y duración de sequías.

## Introducción

Las *sequías* son fenómenos naturales recurrentes que se asocian con el déficit de lluvia que ocurre en una gran área geográfica, el cual se prolonga durante un lapso importante de meses

## Abstract

Campos-Aranda, D. F. (January-February, 2015). Comparison of PPD, SPI and RDI Indices to Classify Droughts: Zacatecas Weather Station, Mexico. *Water Technology and Sciences (in Spanish)*, 6(1), 183-193.

Meteorological droughts are common and recurring events in a climate system and can occur in any region with varying degrees of severity, duration and geographic coverage. Its principal characteristic is a decrease in rainfall from normal or average levels. Therefore, the various procedures available to detect and monitor droughts are generally based on available monthly precipitation records. The present work presents the operating procedures for three methods used to classify droughts by severity (light, moderate, severe and extreme). These methods include the probabilistic precipitation deficit (PPD), standardized precipitation index (SPI) and the reconnaissance of drought index (RDI), which also includes monthly potential evapotranspiration. These indices are applied to the available monthly rainfall registry from the Zacatecas weather station located in the capital of the state of Zacatecas, Mexico. It contains 83 years of records from January 1930 to December 2012. The results are described and conclusions are presented, which suggest the joint application of these indices to complement and/or verify the classification of droughts obtained.

**Keywords:** Mixed Gamma distribution, monthly potential evapotranspiration, statistical tests of homogeneity, probabilistic models LP3, GEV and GLO, standard error of fit, severity and duration of droughts.

---

Recibido: 02/12/13

Aceptado: 04/05/14

---

o años. Esta definición general implica que las sequías son regionales y se caracterizan por tres dimensiones: severidad o intensidad, duración y extensión. Para una cierta localidad, el aspecto más importante de sus sequías será establecer las intensidades que han mostrado, es decir,

qué tanto se ha apartado de sus condiciones normales la disminución de la lluvia (Tsakiris & Vangelis, 2005). Por otra parte, de manera reciente se ha establecido que para aminorar los efectos perjudiciales de las sequías, se debe seguir un enfoque preventivo de medidas o acciones, el cual requiere de un sistema efectivo de detección y seguimiento de éstas (Cacciamani, Morgillo, Marchesi, & Pavan, 2007; Campos-Aranda, 2013).

El *objetivo* de este trabajo consiste en exponer con detalle los procedimientos operativos de tres índices que permiten definir la severidad de las sequías, de una duración específica en meses, que han ocurrido en un cierto lugar, con base en el registro de precipitación mensual disponible. El déficit probabilístico de precipitación (DPP) y el índice estandarizado de precipitación (SPI) procesan probabilísticamente los datos de lluvia mensual, pero de manera diferente. En cambio, el índice de reconocimiento de sequías (RDI) relaciona la precipitación ocurrida con la evapotranspiración potencial. Los tres índices se aplican al registro disponible de precipitación mensual de la estación climatológica Zacatecas, ubicada en la capital del estado del mismo nombre en México, el cual abarca 83 años, de enero de 1930 a diciembre de 2012. Se concluye que los resultados de los tres índices se complementan y ratifican mutuamente.

### Descripción de procedimientos operativos

Campos-Aranda (2014) ha expuesto con detalle los procedimientos operativos de cada uno de los índices DPP, SPI y RDI; debido a ello,

en los incisos siguientes sólo se bosqueja su planteamiento y se exponen sus ecuaciones.

#### *Índice del Déficit Probabilístico de Precipitación (DPP)*

Propuesto hacia mediados de los años noventa en Inglaterra, ha sido aplicado de manera reciente en México y consiste en un procesamiento probabilístico de las sumas anuales integradas en exclusivo por las diferencias negativas entre la precipitación mensual y la media respectiva. Lógicamente, en las sumas anuales ( $DA^i$ ) de cada año  $i$  se toma en cuenta la duración y época en meses de la sequía analizada. Con base en las predicciones obtenidas se clasifican las sequías según el cuadro 1.

Como las predicciones buscadas corresponden a periodos de retorno bajos ( $< 50$  años) son bastante consistentes, entonces para la obtención de tales *límites* que definen la magnitud de la sequía se ha recomendado ajustar sólo los tres modelos probabilísticos que han sido establecidos bajo precepto y que son las distribuciones Log-Pearson tipo III (LP3), la General de Valores Extremos (GVE) y la Logística Generalizada (LOG). Se obtienen sus parámetros de ajuste con los métodos que han probado universalidad y se adoptan los que condujeron al menor error estándar de ajuste (Kite, 1977).

#### *Índice de Precipitación Estandarizada (SPI)*

Sus siglas proceden de su designación en inglés, que es *Standardized Precipitation Index*.

Cuadro 1. Clasificación de las sequías según criterio ampliado de Mawdsley, Petts y Walker, 1994.

Clasificación de las sequías	Periodo de retorno (años)	Probabilidad de no excedencia $P(X < x)$
Ligera (SL)	De 2 a 5	De 0.50 a 0.80
Moderada (SM)	De 5 a 20	De 0.80 a 0.95
Severa (SS)	De 20 a 50	De 0.95 a 0.98
Extrema (SE)	$> 50$	$> 0.98$

Fue propuesto hacia comienzos de los años noventa (McKee, Doesken, & Kleist, 1993) y es quizás el índice más universal empleado para detectar y dar seguimiento a las sequías meteorológicas. Al igual que el índice DPP, sólo utiliza la precipitación mensual, pero con un procesamiento bastante diferente. Definida la *duración de la sequía en meses (DSM)*, se comienza por obtener todas las secuencias posibles de tal duración en el registro, las cuales se obtienen como sumas móviles. Por ejemplo, para la sequía estacional con  $DSM = 4$ , la primera secuencia será la suma del mes uno al cuarto, la segunda secuencia será la suma del mes dos al quinto y así de forma sucesiva. El número de secuencias o datos ( $ND$ ) por procesar será:

$$ND = 12 \cdot NA - DSM + 1 \quad (1)$$

siendo  $NA$  el número de años del registro disponible, los cuales, por lo común, inician en un enero y terminan en un diciembre. En seguida se ajusta la distribución Gamma de dos parámetros a la serie de  $ND$  definida, cuya función de densidad de probabilidad es la siguiente:

$$g(x) = \frac{1}{\beta^\lambda \cdot \Gamma(\lambda)} x^{\lambda-1} \cdot e^{-x/\beta} \quad \text{para } x > 0 \quad (2)$$

en la cual  $\lambda > 0$  es el parámetro de forma,  $\beta > 0$  el de escala,  $x > 0$  la precipitación acumulada en la  $DSM$  y  $\Gamma(\cdot)$  la función matemática *factorial* o función Gamma que da nombre a tal distribución, originalmente conocida como Pearson tipo III. Para estimar sus dos parámetros de ajuste se emplea el método de máxima verosimilitud, que es bastante exacto; sus expresiones son (Thom, 1971; Haan, 1977):

$$\lambda = \frac{1 + \sqrt{1 + 4A/3}}{4A} \quad (3)$$

$$\beta = \frac{\bar{x}}{\lambda} \quad (4)$$

siendo  $A$  una variable auxiliar definida como:

$$A = \ln(\bar{x}) - \frac{\sum_{i=1}^{n'} \ln(x_i)}{n'} \quad (5)$$

en la cual  $n'$  es el número de datos no nulos ( $x_i$ ), cuya media aritmética es  $\bar{x}$ . La estimación del parámetro de forma con la ecuación (3) requiere una corrección que consiste en restarle el término  $\Delta\lambda$  cuando resultó menor de 5.60, ésta es:

$$\Delta\lambda = a_0 + a_1 \cdot \lambda + a_2 \cdot \lambda^2 + a_3 \cdot \lambda^3 + a_4 \cdot \lambda^4 + a_5 \cdot \lambda^5 \quad (6)$$

$$\begin{aligned} a_0 &= 0.04701236 & a_1 &= -0.0742802 \\ a_2 &= 0.05139812 & a_3 &= -0.0177746 \\ a_4 &= 0.002974521 & a_5 &= -0.0001899932 \end{aligned}$$

La distribución Gamma Mixta toma en cuenta la probabilidad de tener valores nulos ( $q$ ) en la serie de  $ND$  formada y de no tenerlos en  $p = 1 - q$  cuando se evalúa la probabilidad de no excedencia de un valor  $x$ ; su expresión es:

$$H(x) = q + p \cdot G(x) \quad (7)$$

Entonces, cuando  $x = 0$ ,  $H(0) = q$ . Si  $m$  es el número de ceros de la serie que se procesa, el valor de  $q$  será estimado por  $m/ND$  y por lo tanto,  $n' = ND - m$ . Cuando la serie no tiene valores nulos,  $q$  será cero,  $p$  será la unidad y  $H(x) = G(x)$ .

Para estimar la probabilidad de no excedencia  $G(x)$  relativa a un valor  $x$ , se empleará la conversión del modelo Pearson tipo III a la distribución *ji* cuadrada ( $\chi^2$ ) con  $\nu$  grados de libertad, cuya equivalencia de variables es (Haan, 1977; Bobée & Ashkar, 1991; Rao & Hammed, 2000):

$$\chi^2 = 2 \cdot x / \beta \quad (8)$$

$$\nu = 2 \cdot \lambda \quad (9)$$

Se aplica la aproximación por expansión en serie para evaluar la probabilidad de no excedencia en la distribución  $\chi^2$  para un valor de  $v$ ; ésta es (Zelen & Severo, 1965):

$$G(x) = P(\chi^2 | v) = \left(\frac{\chi^2}{2}\right)^{v/2} \frac{e^{-\chi^2/2}}{\Gamma\left(\frac{v+2}{2}\right)} \left[1 + \sum_{r=1}^{\infty} \frac{\chi^{2r}}{(v+2) \cdot (v+4) \cdot \dots \cdot (v+2r)}\right] \quad (10)$$

La función factorial Gamma se estima con la fórmula de Stirling (Davis, 1965), que es la siguiente:

$$\Gamma(\alpha) \cong e^{-\alpha} \cdot \alpha^{\alpha-1/2} \cdot \sqrt{2\pi} \cdot \left(1 + \frac{1}{12 \cdot \alpha} + \frac{1}{288 \cdot \alpha^2} - \frac{139}{51840 \cdot \alpha^3} - \frac{571}{2488320 \cdot \alpha^4} + \dots\right) \quad (11)$$

Por último, de acuerdo con Edwards y McKee (1997), se emplea una aproximación numérica racional, expuesta en Zelen y Severo (1965), para convertir la probabilidad acumulada  $H(x)$  en la variable normal estandarizada  $Z$  de media cero y varianza unitaria, la cual define el índice SPI; sus ecuaciones son:

$$Z = SPI = -\left(t - \frac{b_0 + b_1 \cdot t + b_2 \cdot t^2}{1 + c_1 \cdot t + c_2 \cdot t^2 + c_3 \cdot t^3}\right) \quad \text{para } 0 < H(x) < 0.50 \quad (12)$$

$$Z = SPI = +\left(t - \frac{b_0 + b_1 \cdot t + b_2 \cdot t^2}{1 + c_1 \cdot t + c_2 \cdot t^2 + c_3 \cdot t^3}\right) \quad \text{para } 0.50 < H(x) < 1 \quad (13)$$

donde:

$$t = \sqrt{\ln\left[\frac{1}{(H(x))^2}\right]} \quad \text{para } 0 < H(x) < 0.50 \quad (14)$$

$$t = \sqrt{\ln\left[\frac{1}{(1-H(x))^2}\right]} \quad \text{para } 0.50 < H(x) < 1 \quad (15)$$

$$b_0 = 2.515517 \quad b_1 = 0.802853 \quad b_2 = 0.010328 \\ c_1 = 1.432788 \quad c_2 = 0.189269 \quad c_3 = 0.001308$$

Los niveles de humedad o sequía se definen en el cuadro 2 (Cacciamani *et al.*, 2007; Tsakiris, Tigkas, Vangelis, & Pangalou, 2007). Detalles conceptuales del procedimiento expuesto se pueden consultar en Velasco (2002).

### Índice de reconocimiento de sequías (RDI)

Sus siglas corresponden a su designación en inglés, que es *Reconnaissance Drought Index*. Ha sido propuesto recientemente y sus antecedentes teóricos y la descripción detallada de sus ventajas se tienen en Tsakiris y Vangelis (2005). Su expresión general es (Tsakiris *et al.*, 2007):

$$\delta_k^i = \frac{\sum_{j=1}^k P_j^i}{\sum_{j=1}^k ETP_j^i} \quad (16)$$

en la cual  $i$  es el año variando de 1 a  $NA$ ;  $k$ , el número de meses en que se calcula el índice RDI;  $P_j^i$  y  $ETP_j^i$  la precipitación y la evapotranspiración potencial del mes  $j$  del año  $i$ . Este índice intenta tomar en cuenta que durante los episodios de sequía ocurren temperaturas más altas, lo cual conduce a una mayor demanda de evaporación y, por ello, el índice RDI es probable que sea más

Cuadro 2. Clasificación de los periodos húmedos y de sequía de acuerdo con el valor del índice SPI.

Valor de SPI	Designación
> 2.00	Húmedo extremo
De 1.50 a 1.999	Húmedo severo
De 1.00 a 1.499	Húmedo moderado
De 0 a 0.999	Húmedo ligero
De 0 a -0.999	Sequía ligera (SL)
De -1.00 a -1.499	Sequía moderada (SM)
De -1.50 a -1.999	Sequía severa (SS)
De -2.00 o menor	Sequía extrema (SE)

sensitivo que los dos anteriores, que se basan exclusivamente en la precipitación mensual. El RDI por lo general se calcula para la estación de crecimiento de un cultivo (3 o 6 meses) y para cada año ( $k = 12$ ). Las presentaciones normalizada y estandarizada del índice RDI son (Tsakiris *et al.*, 2007):

$$RDI_N^i = \frac{\delta_k^i}{\bar{\delta}_k} - 1 \quad (17)$$

$$RDI_{ST}^i = \frac{y_i - \bar{y}}{S_y} \quad (18)$$

en las cuales  $\bar{\delta}_k$  es la media aritmética de los NA valores anuales y  $y_i$  son los logaritmos naturales de  $\delta_k^i$ , cuya media y desviación estándar son  $\bar{y}$  y  $S_y$ . La estandarización anterior está considerando que  $\delta_k^i$  sigue la distribución Log-Normal. Como el  $RDI_{ST}^i$  se comporta igual al índice SPI, el cuadro 2 también permite su designación específica como año húmedo o de sequía.

Para la estimación de la *ETP mensual* se utilizó la primera fórmula empírica de Hargreaves-Samani, propuesta a inicios de la década de 1980, la cual permite la estimación de la *ETP* media diaria en milímetros, a partir exclusivamente de la temperatura media ( $Tt$ ), expresada en grados Fahrenheit y de la radiación solar incidente media diaria expresada en milímetros de lámina de agua evaporada ( $Ri'$ ); su ecuación es (Hargreaves & Samani, 1982):

$$ETP = 0.0075 \cdot Ri' \cdot Tt \quad (19)$$

La radiación solar incidente ( $Ri$ ) se puede estimar con la fórmula de Angström cuando se tienen datos de insolación o soleamiento real (Campos-Aranda, 2005), o bien con los mapas disponibles para la república mexicana (Almanza & López, 1975; Hernández, Tejeda, & Reyes, 1991), que la reportan en Langleys/día ( $ly/d$ ), esto es,  $cal/cm^2/día$ . Para la

transformación a lámina de agua evaporada se emplea la siguiente fórmula:

$$Ri' = 10 \cdot Ri / Hv \quad (20)$$

en la cual  $Hv$  es el llamado calor latente de evaporación o energía necesaria para evaporar 1 g o un  $cm^3$  de agua; se estima con la expresión siguiente, estando la temperatura media ( $Tt$ ) mensual en  $^{\circ}C$ :

$$Hv = 595.9 - 0.55 \cdot Tt \quad (21)$$

La ecuación (19) y otras dos fórmulas empíricas han sido comparadas en México con el método de Penman modificado, encontrado que ésta reproduce mejor las estimaciones mensuales de la *ETP* (Campos-Aranda, 2005).

## Descripción de la aplicación numérica

### *Registro pluviométrico mensual procesado*

La estación climatológica Zacatecas, localizada en la capital del estado del mismo nombre, en México, tiene como coordenadas geográficas las siguientes: latitud  $22^{\circ} 45' N$ , longitud  $102^{\circ} 34' WG$  y altitud de 2 485 msnm. Su registro disponible de lluvia mensual (mm) en archivos en Excel en la Dirección Local Zacatecas de la Comisión Nacional del Agua (Conagua) inicia en enero de 1953 y está disponible hasta diciembre de 2012, con datos faltantes en abril de 1986 y varios meses de los años 2010 a 2012. El primer dato faltante se adoptó igual a la media mensual y los restantes se consideraron igual a la lluvia medida en tales meses en la estación climatológica Guadalupe, que dista aproximadamente 6 km en línea recta y se ubica dentro de la misma subregión geográfica. Lo anterior se consideró aceptable debido a la similitud que muestran a nivel anual ambos registros. De acuerdo con información histórica de la Conagua, la estación climatológica Zacatecas ha operado de forma continua y no ha sufrido cambios de ubicación, por lo cual su registro puede ser considerado confiable.

Cuadro 3. Estimaciones anuales asociadas con los índices DPP, SPI y RDI y sus sequías identificadas en la estación climatológica Zacatecas, México.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Año	Precipitación anual (mm)	DA <sup>i</sup>	TS <sub>DPP</sub>	H(x)	SPI <sub>12</sub>	TS <sub>SPI</sub>	ETP <sup>i</sup>	RDI <sub>12</sub>	RDI <sub>ST</sub>	TS <sub>RDI</sub>
1930	630.9	137.5	SL	0.869	1.123	-	1 379.7	0.457	1.094	-
1931	429.9	147.4	SL	0.415	-0.215	SL	1 366.0	0.315	-0.077	SL
1932	350.7	161.8	SL	0.197	-0.851	SL	1 408.4	0.249	-0.811	SL
1933	598.8	73.7	-	0.823	0.927	-	1 410.9	0.424	0.861	-
1934	769.3	34.5	-	0.974	1.950	-	1 382.1	0.557	1.711	-
1935	893.4	69.4	-	0.993	2.449	-	1 380.6	0.647	2.183	-
1936	441.2	117.0	-	0.448	-0.130	SL	1 408.7	0.313	-0.092	SL
1937	400.4	131.5	-	0.329	-0.442	SL	1 428.1	0.280	-0.439	SL
1938	475.6	136.7	SL	0.547	0.118	-	1 413.0	0.337	0.134	-
1939	587.8	42.7	-	0.805	0.859	-	1 400.2	0.420	0.826	-
1940	516.4	75.2	-	0.655	0.398	-	1 404.6	0.368	0.410	-
1941	672.4	33.3	-	0.915	1.371	-	1 403.9	0.479	1.240	-
1942	540.0	76.9	-	0.710	0.554	-	1 401.9	0.385	0.557	-
1943	371.9	184.7	SL	0.251	-0.672	SL	1 402.8	0.265	-0.615	SL
1944	483.5	126.8	-	0.569	0.173	-	1 397.5	0.346	0.220	-
1945	375.8	155.6	SL	0.261	-0.640	SL	1 443.0	0.260	-0.671	SL
1946	350.9	136.9	SL	0.198	-0.850	SL	1 430.9	0.245	-0.859	SL
1947	387.5	203.1	SM	0.293	-0.545	SL	1 417.6	0.273	-0.519	SL
1948	485.7	69.9	-	0.575	0.188	-	1 433.1	0.339	0.155	-
1949	347.7	189.4	SL	0.190	-0.877	SL	1 428.4	0.243	-0.883	SL
1950	396.7	119.6	-	0.319	-0.471	SL	1 437.8	0.276	-0.490	SL
1951	437.6	151.7	SL	0.438	-0.157	SL	1 425.4	0.307	-0.155	SL
1952	364.8	188.5	SL	0.232	-0.731	SL	1 406.6	0.259	-0.684	SL
1953	441.7	122.2	-	0.450	-0.127	SL	1 398.5	0.316	-0.066	SL
1954	284.2	190.9	SM	0.071	-1.467	SM	1 422.2	0.200	-1.501	SS
1955	584.7	101.2	-	0.799	0.839	-	1 406.9	0.416	0.795	-
1956	389.7	183.1	SL	0.299	-0.527	SL	1 411.5	0.276	-0.488	SL
1957	252.1	264.6	SS	0.036	-1.800	SS	1 435.2	0.176	-1.906	SS
1958	682.7	63.9	-	0.924	1.432	-	1 403.1	0.487	1.289	-
1959	481.5	135.7	SL	0.563	0.159	-	1 403.7	0.343	0.193	-
1960	321.8	240.4	SM	0.134	-1.108	SM	1 430.1	0.225	-1.129	SM
1961	334.7	155.9	SL	0.161	-0.992	SL	1 436.2	0.233	-1.019	SM
1962	309.4	215.1	SM	0.111	-1.223	SM	1 446.0	0.214	-1.287	SM
1963	326.3	184.9	SL	0.143	-1.067	SM	1 439.6	0.227	-1.106	SM
1964	447.7	125.4	-	0.467	-0.082	SL	1 403.5	0.319	-0.035	SL
1965	510.9	153.6	SL	0.641	0.361	-	1 397.4	0.366	0.393	-
1966	514.3	85.6	-	0.650	0.384	-	1 386.0	0.371	0.439	-
1967	590.9	101.8	-	0.810	0.878	-	1 393.7	0.424	0.857	-
1968	635.1	111.6	-	0.875	1.148	-	1 356.4	0.468	1.169	-
1969	169.3	313.7	SE	0.002	-2.825	SE	1 378.5	0.123	-3.028	SE
1970	549.4	107.1	-	0.731	0.615	-	1 379.9	0.398	0.660	-
1971	764.3	134.1	SL	0.972	1.919	-	1 390.9	0.550	1.670	-
1972	414.4	102.5	-	0.370	-0.333	SL	1 411.1	0.294	-0.294	SL
1973	521.7	157.7	SL	0.668	0.433	-	1 392.1	0.375	0.470	-
1974	415.9	133.1	-	0.374	-0.321	L	1 396.9	0.298	-0.251	SL

Cuadro 3. (continuación) Estimaciones anuales asociadas con los índices DPP, SPI y RDI y sus sequías identificadas en la estación climatológica Zacatecas, México.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Año	Precipitación anual (mm)	$DA^i$	$TS_{DPP}$	$H(x)$	$SPI_{12}$	$TS_{SPI}$	$ETP^i$	$RDI_{12}$	$RDI_{ST}$	$TS_{RDI}$
1975	367.6	164.6	SL	0.239	-0.708	SL	1 397.6	0.263	-0.640	SL
1976	570.0	150.7	SL	0.773	0.747	-	1 365.9	0.417	0.808	-
1977	405.7	142.9	SL	0.344	-0.400	SL	1 386.5	0.293	-0.305	SL
1978	278.3	194.7	SM	0.064	-1.526	SS	1 388.2	0.200	-1.491	SM
1979	300.1	237.5	SM	0.095	-1.311	SM	1 399.2	0.214	-1.279	SM
1980	377.0	178.4	SL	0.264	-0.630	SL	1 400.4	0.269	-0.567	SL
1981	588.5	41.8	-	0.806	0.863	-	1 385.8	0.425	0.862	-
1982	299.6	254.8	SS	0.094	-1.316	SM	1 430.7	0.209	-1.354	SM
1983	533.0	92.6	-	0.694	0.508	-	1 366.3	0.390	0.596	-
1984	560.1	52.8	-	0.753	0.684	-	1 383.7	0.405	0.712	-
1985	542.0	126.2	-	0.715	0.567	-	1 334.9	0.406	0.722	-
1986	511.3	119.6	-	0.642	0.364	-	1 359.3	0.376	0.482	-
1987	632.6	115.3	-	0.871	1.133	-	1 346.6	0.470	1.179	-
1988	489.7	86.2	-	0.586	0.216	-	1 358.1	0.361	0.349	-
1989	412.8	148.9	SL	0.365	-0.345	SL	1 383.5	0.298	-0.244	SL
1990	721.4	54.4	-	0.952	1.660	-	1 370.2	0.526	1.536	-
1991	669.6	149.2	SL	0.912	1.354	-	1 384.4	0.484	1.270	-
1992	537.1	183.3	SL	0.704	0.535	-	1 363.9	0.394	0.626	-
1993	468.3	54.6	-	0.526	0.066	-	1 386.8	0.338	0.144	-
1994	554.1	81.4	-	0.741	0.645	-	1 416.3	0.391	0.605	-
1995	342.8	173.7	SL	0.179	-0.920	SL	1 410.1	0.243	-0.887	SL
1996	568.8	84.6	-	0.770	0.739	-	1 396.2	0.407	0.732	-
1997	354.0	195.3	SM	0.205	-0.823	SL	1 364.4	0.259	-0.683	SL
1998	473.0	147.9	SL	0.540	0.099	-	1 427.8	0.331	0.084	-
1999	343.5	181.8	SL	0.180	-0.914	SL	1 417.3	0.242	-0.896	SL
2000	339.0	220.4	SM	0.170	-0.954	SL	1 419.0	0.239	-0.941	SL
2001	481.9	142.4	SL	0.564	0.162	-	1 394.6	0.346	0.216	-
2002	693.3	19.0	-	0.932	1.494	-	1 403.9	0.494	1.336	-
2003	559.9	77.2	-	0.753	0.683	-	1 404.9	0.399	0.663	-
2004	718.3	62.7	-	0.950	1.642	-	1 407.9	0.510	1.438	-
2005	358.7	206.3	SM	0.217	-0.783	SL	1 441.0	0.249	-0.812	SL
2006	520.3	66.0	-	0.664	0.424	-	1 453.9	0.358	0.326	-
2007	408.8	167.7	SL	0.353	-0.376	SL	1 419.3	0.288	-0.355	SL
2008	591.3	132.6	-	0.811	0.881	-	1 401.7	0.422	0.842	-
2009	502.9	67.4	-	0.621	0.307	-	1 430.7	0.352	0.270	-
2010	493.0	213.0	SM	0.595	0.239	-	1 390.2	0.355	0.297	-
2011	179.5	293.4	SE	0.004	-2.682	SE	1 384.1	0.130	-2.857	SE
2012	255.0	229.8	SM	0.039	-1.768	SS	1 361.2	0.187	-1.704	SS

Simbología:

- $DA^i$  suma de deficiencias anuales de la lluvia en el año  $i$ .  
 $TS_{DPP}$  tipo de sequía según el déficit probabilístico de precipitación.  
 $H(x)$  probabilidad de no excedencia de un valor  $x$  (ecuación (7)).  
 $SPI_{12}$  índice de precipitación estandarizada de 12 meses de duración.  
 $TS_{SPI}$  tipo de sequía según el índice de precipitación estandarizada.  
 $ETP^i$  evapotranspiración potencial del año  $i$ .  
 $RDI_{12}$  índice de reconocimiento de sequías de 12 meses de duración.  
 $RDI_{ST}$  índice de reconocimiento de sequías estandarizado.  
 $TS_{RDI}$  tipo de sequías según el índice de reconocimiento de sequías.

En el *Boletín Climatológico* número 3 (SARH, 1980) de la Región Hidrológica núm. 37 (El Salado), el registro disponible de la estación Zacatecas de precipitación mensual inicia en enero de 1930 y llega hasta diciembre de 1978. Entonces, el lapso de enero de 1930 a diciembre de 1952, sin datos faltantes, se tomó de tal Boletín y por ello se integró un registro de 83 años. Los doce valores promedio mensuales del registro integrado son 15.8, 9.3, 4.4, 7.4, 17.3, 78.5, 100.6, 98.5, 83.1, 34.5, 12.6, y 10.9, cuya suma es de 472.9 mm, magnitud que corresponde a la precipitación media anual. En la segunda columna del cuadro 3 se muestran los valores anuales de precipitación en el periodo de 1930 a 2012; se observa que éstos varían de 169.3 mm en el año de 1969 a 893.4 mm en el año de 1935.

#### *Verificación de la homogeneidad del registro anual*

Con base en el registro anual de precipitación se realizó un análisis de calidad estadística, buscando componentes determinísticas con dos pruebas generales (Secuencias y test de Helmer) y seis específicas: de persistencia (Anderson & Sneyers), de tendencia (Kendall y Spearman), de variabilidad (Bartlett) y de cambios en la media (Cramer). La mayoría de estas pruebas se pueden consultar en WMO (1971), o en Machiwal y Jha (2012). El registro mostró únicamente persistencia en la prueba de Anderson, cuyo coeficiente de correlación serial de orden uno es de 0.181 y el crítico de 0.168. Sin embargo, las pruebas generales no detectan falta de homogeneidad. Por lo anterior, el registro mensual integrado

se consideró susceptible de procesamiento estadístico y probabilístico.

#### **Resultados del índice DPP**

Haciendo uso de los promedios mensuales de lluvia citados para el registro integrado, se obtuvieron las sumas anuales de déficits de precipitación para una  $DSM = 12$ , los cuales se enlistan en la columna 3 del cuadro 3, sin el signo menos. El procesamiento probabilístico de tal serie de 83 valores de  $DA^i$  condujo a las predicciones que se indican en el cuadro 4, las cuales corresponden a las distribuciones LP3 (Bobée & Ashkar, 1991), GVE (Stedinger, Vogel, & Foufoula-Georgiou, 1993) y LOG (Hosking & Wallis, 1997) de menor error estándar de ajuste (EEA).

Se adoptan los límites encontrados con la distribución GVE y con ello se definen las designaciones que se indican en la cuarta columna del cuadro 3, para cada año con sequía ( $DA^i > 133.9$  mm).

#### *Resultados del índice SPI*

Para una  $DSM = 12$  se obtuvo un  $ND = 985$ , cuyo ajuste de la distribución Gamma Mixta definió un parámetro de forma ( $\lambda$ ) de 11.11265 y uno de escala ( $\beta$ ) de 42.6922, con  $q = 0$ . Las estimaciones de la probabilidad de no excedencia  $H(x)$  para cada valor anual de lluvia  $x$  se muestran en la quinta columna del cuadro 3 y en la sexta columna se citan los índices SPI respectivos. En la figura 1 se muestran los valores del índice SPI con barras. Por último, en la séptima columna se tiene la designación de sequía cuando  $SPI < 0$ , según el cuadro 2.

Cuadro 4. Límites en milímetros para los valores de  $DA^i$  que definen el tipo de sequía.

Designación de la sequía	LP3 EEA = 6.5 mm	GVE EEA = 5.6 mm	LOG EEA = 6.3 mm
Ligera (SL)	De 133.7 a 192.3	De 133.9 a 190.1	De 134.6 a 185.2
Moderada (SM)	De 192.3 a 246.5	De 190.1 a 247.8	De 185.2 a 247.3
Severa (SS)	De 246.5 a 270.7	De 247.8 a 277.2	De 247.3 a 287.9
Extrema (SE)	> 270.7	> 277.2	> 287.9



Estos cálculos se efectuaron con base en las ecuaciones (3) a (15). Para la aplicación de la ecuación (10) se desarrolló un algoritmo que evalúa la expansión de la serie hasta que su último término es menor que  $10^{-7}$ .

#### Estimación de la ETP mensual y anual

Primero se integró el registro mensual de temperatura media ( $Tt$ ) de manera idéntica a como se formó el de precipitación; sus valores faltantes fueron muy pocos y por ello se consideraron igual a los promedios mensuales. En seguida se obtuvieron los doce valores siguientes de  $Ri$  de los mapas de Almanza y López (1975), correspondientes a la ciudad capital de Zacatecas, éstos fueron: 411, 477, 565, 645, 661, 528, 521, 498, 447, 412, 405 y 353 ly/d. Los valores anteriores se contrastaron con las magnitudes que se obtienen de los mapas de irradiación solar global (media diaria) de Hernández *et al.* (1991), encontrado que son coincidentes en orden de magnitud y en comportamiento a través del año.

Para estimar cada valor mensual de ETP, primero se obtiene con la  $Tt$  respectiva el  $Hv$  (ecuación (21)), después se aplica la ecuación (20) con el valor mensual correspondiente de  $Ri$  para obtener  $Ri'$ . En seguida se multiplica por 1.8 la  $Tt$  y se le suma 32. Estas dos últimas cantidades se llevan a la ecuación (19) y por último se multiplica el resultado por número de días del mes. Se suman los doce valores mensuales y se obtiene la  $ETP^i$ , la cual se muestra en la octava columna del cuadro 3.

#### Resultados del índice RDI

Los resultados de la aplicación de la ecuación (16) por años, se tienen en la novena columna del cuadro 3. Los logaritmos naturales de los valores anteriores definen estos dos parámetros estadísticos:  $\bar{y} = -1.131497$  y  $S_y = 0.318919$ , con base en los cuales se obtiene los valores de RDI estandarizados, mismos que se muestran en la columna 10 del cuadro 3, en cuya última columna se tiene la designación de sequías

según valor del índice  $RDI_{ST}$  y el cuadro 2. En la figura 1 se muestran los valores del índice  $RDI_{ST}$  con puntos.

#### Análisis global de los resultados

De acuerdo con los resultados del cuadro 3, el índice DPP detecta 43 años con sequía, y los índices SPI y RDI 39 años. No existe una correspondencia total o plena entre los resultados de los tres índices, pero concuerdan mucho más las clasificaciones de los índices SPI y RDI. En realidad sólo no coinciden en los años 1954, 1961 y 1978; en los dos primeros, el índice RDI detecta mayor severidad en la sequía y lo contrario ocurre en el año 1978. La similitud en los resultados de los índices SPI y RDI se muestra gráficamente en la figura 1, observándose que las mayores diferencias entre ambos índices ocurren en los años húmedos.

La anomalías que muestra el índice DPP en años como 1930, 1965, 1971 y 1991, que son años de lluvia abundante y sin embargo los clasifica con sequía ligera, se debe a que este índice sí está detectando su comportamiento anómalo durante el año; por ejemplo, el año 1930 tiene precipitaciones en agosto y septiembre de 53.0 y 21.8 mm, cuyos valores medios son 98.5 y 83.1 mm, originando un déficit sólo en esos dos meses de 106.8 mm. El año 1971 no presenta lluvia en los cuatro primeros meses y en julio ocurrió en valor de 16.0 mm, que origina un déficit de 84.6 mm; sin embargo, tal año es húmedo severo según los índices SPI y RDI. En agosto de 1991 sólo llovió 37.4 mm y tal año inicia con lluvia nula y termina con magnitudes escasas. Lógicamente, cuando se estudien o detecten sequías con duraciones de 3 y 6 meses es probable que los resultados del índice DPP coincidan con los de los índices SPI y RDI.

Respecto a los lapsos con sequía, se identifica el periodo de 1943 a 1953 con sequías ligeras, y de 1954 a 1964 con sequías severas o moderadas. El año de 1969 fue de sequía extrema, pero aislada. En 1972 comenzó otro periodo de sequías ligeras y moderadas intercaladas, que concluyó en 1982. Un último

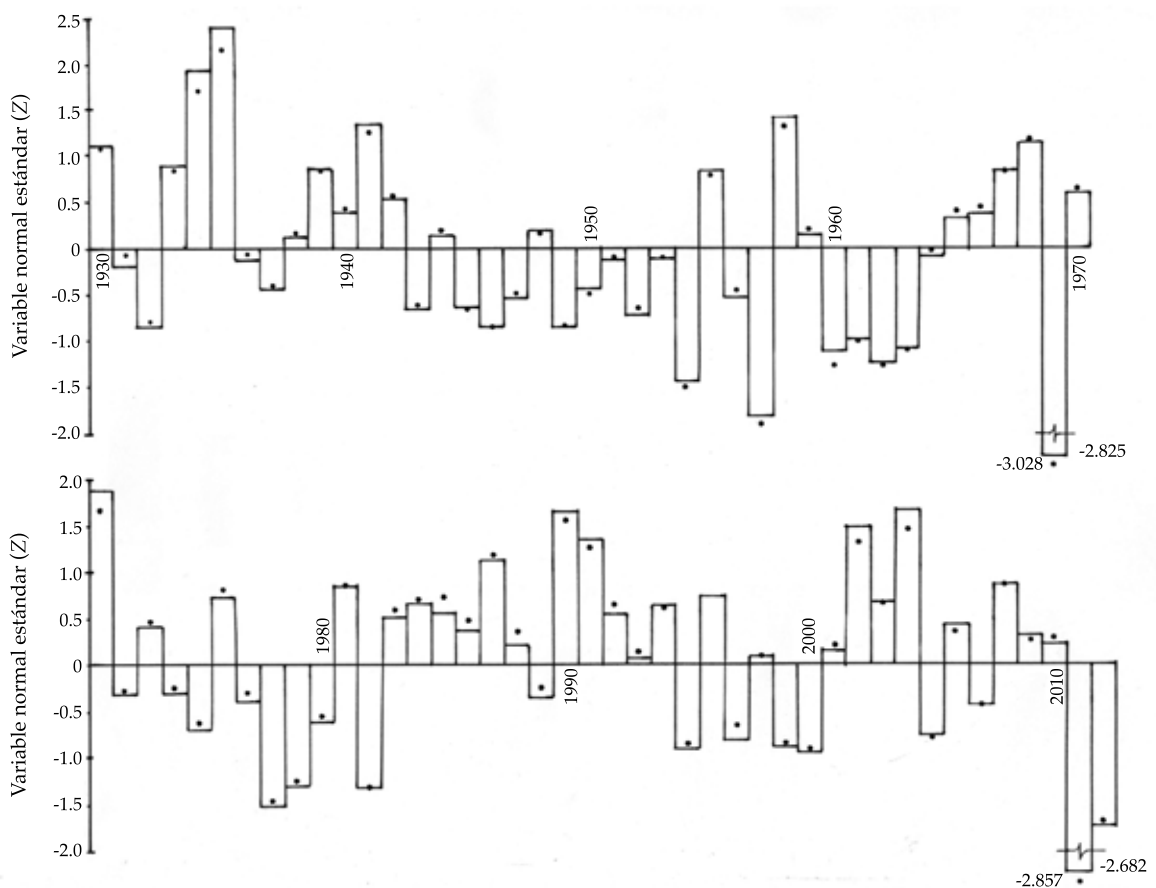


Figura 1. Comparación de los resultados de los índices anuales SPI (en barras) y  $RDI_{st}$  (en puntos) en la estación climatológica Zacatecas, México.

lapso con sequías ligeras no continuas inició en 1995 y posiblemente terminó en 2012, con dos sequías extraordinarias, una extrema y otra severa (ver cuadro 3).

### Conclusiones

De manera global, los resultados de los tres índices contrastados muestran una excelente concordancia en la mayoría de los años detectados con sequía, así como en su severidad. La similitud en la clasificación de las sequías es contundente en los índices SPI y RDI, que detectan 39 años con sequía, con únicamente tres años con diferencias sutiles (1954, 1961 y 1978).

Los resultados del cuadro 3 muestran que el índice DPP detecta un mayor número de años

con sequía (43) debido a que toma en cuenta las anomalías en su distribución dentro de cada año. Por lo anterior, años con lluvia abundante, como 1930, 1971 y 1991, presentaron sequías ligeras.

Tomando en cuenta tal coincidencia de resultados de los tres índices expuestos, se recomienda su aplicación conjunta, ya que se puede decir que su clasificación de años con sequía se complementa y/o ratifica.

### Referencias

- Almanza, R., & López, S. (1975). *Radiación solar global en la república mexicana mediante datos de insolación* (20 pp.). Series del Instituto de Ingeniería, núm. 357. México, DF: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Bobée, B., & Ashkar, F. (1991). Log-Pearson Type 3 Distribution LP ( $\alpha$ ,  $\lambda$ , m). Chapter 7. (pp. 76-120). In

- The Gamma Family and Derived Distributions Applied in Hydrology*. Littleton, USA: Water Resources Publications.
- Campos-Aranda, D. F. (2005). Estimación empírica de la ETP en la república mexicana. *Ingeniería Hidráulica en México*, 20(3), 99-110.
- Campos-Aranda, D. F. (julio-septiembre, 2013). Consideraciones generales relativas a la aplicación de acciones para mitigación de Sequías. *Revista digital Tláloc*, 60.
- Campos-Aranda, D. F. (2014). Comparación de tres métodos estadísticos para detección y monitoreo de Sequías meteorológicas. *Agrociencia*, 48(5), 463-476.
- Cacciamani, C., Morgillo, A., Marchesi, S., & Pavan, V. (2007). Monitoring and Forecasting Drought on a Regional Scale: Emilia-Romagna Region. Chapter 2. (pp. 29-48). In G. Rossi, T. Vega, & B. Bonaccorso (Eds.). *Methods and Tools for Drought Analysis and Management*. Dordrecht, The Netherlands: Springer.
- Davis, P. J. (1965). Gamma Function and Related Functions. Chapter 6. (pp. 253-293). In M. Abramowitz, & I. Stegun (Eds.). *Handbook of Mathematical Functions*. New York: Dover Publications.
- Edwards, D. C., & McKee, T. B. (1997). *Characteristic of 20th Century Drought in the United States at Multiple Timescales* (155 pp.). Climatology Report No. 97-2. Fort Collins, USA: Colorado State University.
- Haan, C. T. (1977). Some Continuous Probability Distributions. Chapter 6. (pp. 97-127). In *Statistical Methods in Hydrology*. Ames, USA: The Iowa State University Press.
- Hargreaves, G. H., & Samani, Z. A. (1982). Estimating Potential Evapotranspiration. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 108(IR3), 225-230.
- Hernández H., E., Tejada M., A., & Reyes T., S. (1991). *Atlas solar de la república mexicana* (155 pp.). Textos Universitarios. Xalapa, México: Universidad Veracruzana y Universidad de Colima.
- Hosking, J. R. M., & Wallis, J. R. (1997). L-Moments for Some Specific Distributions. Appendix (pp. 191-209). In *Regional Frequency Analysis. An Approach Based on L-Moments*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Kite, G. W. (1977). Comparison of Frequency Distributions. Chapter 12 (pp. 156-168). In *Frequency and Risk Analysis in Hydrology*. Fort Collins, USA: Water Resources Publications.
- Machiwal, D., & Jha, M. K. (2012). *Hydrologic Time Series Analysis: Theory and Practice* (303 pp.). Dordrecht, The Netherlands: Springer.
- Mawdsley, J., Petts, G., & Walker, S. (1994). *Assessment of Drought Severity* (41 pp.). Occasional Paper No. 3. London: British Hydrological Society.
- McKee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (1993). The Relationship of Drought Frequency and Duration to Times Scales (pp. 179-184). 8th. Conference on Applied Climatology, Anaheim, California, USA.
- Rao, A. R., & Hamed, K. H. (2000). The Gamma Family. Chapter 6 (pp. 127-206). In *Flood Frequency Analysis*. Boca Raton, USA: CRC Press.
- SARH (1980). *Boletín Climatológico No. 3. Región Hidrológica No. 37. El Salado*. México, DF: Subsecretaría de Planeación, Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos.
- Stedinger, J. R., Vogel, R. M., & Foufoula-Georgiou, E. (1993). Frequency Analysis of Extreme Events. Chapter 18. (pp. 18.1-18.66). In D. R. Maidment (Ed.). *Handbook of Hydrology*. New York: McGraw-Hill, Inc.
- Thom, H. C. S. (1971). *Some Methods of Climatological Analysis* (53 pp.). Technical Note No. 81. Geneva: World Meteorological Organization.
- Tsakiris, G., & Vangelis, H. (2005). Establishing a Drought Index Incorporating Evapotranspiration. *European Water*, 9, 3-11.
- Tsakiris, G., Tigkas, D., Vangelis, H., & Pangalou, D. (2007). Regional Drought Identification and Assessment. Case Study in Crete. Chapter 9 (pp. 169-191). In G. Rossi, T. Vega, & B. Bonaccorso (Eds.). *Methods and Tools for Drought Analysis and Management*. Dordrecht, The Netherlands: Springer.
- Velasco, I. (2002). Detalle teórico metodológico del SPI. Anexo 26 (pp. 188-195). En *Plan de preparación para afrontar sequías en un distrito de riego*. Tesis doctoral. Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Morelos.
- WMO (1971). Annexed III: Standard Tests of Significance to be Recommended in Routine Analysis of Climatic Fluctuations (pp. 58-71). In *Climatic Change*. Technical Note No. 79, WMO-No. 195. Geneva: World Meteorological Organization, Secretariat of the WMO.
- Zelen, M., & Severo, N. C. (1965). Probability Functions. Chapter 26 (pp. 925-995). In M. Abramowitz, & I. Stegun (Eds.). *Handbook of Mathematical Functions*. New York: Dover Publications.

## Dirección del autor

Dr. Daniel Francisco Campos Aranda

Profesor jubilado de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí  
 Genaro Codina 240, Colonia Jardines del Estadio  
 78280 San Luis Potosí, San Luis Potosí, MÉXICO  
 campos\_aranda@hotmail.com