

# Hourly hydrologic modeling in the upper basin of the Fuerte River, Sinaloa, Mexico

## Modelación hidrológica horaria en la cuenca alta del río Fuerte, Sinaloa, México

Edgar Merino-Jiménez; Laura Alicia Ibáñez-Castillo\*;  
Ramón Arteaga-Ramírez; Mario Alberto Vázquez-Peña

Universidad Autónoma Chapingo. Carretera México-Texcoco km 38.5, Chapingo, Estado de México, C. P. 56230, MÉXICO.

\*Corresponding author: libanezc@chapingo.mx, tel. 595 12 55 581.

### Abstract

**Introduction:** Mexico uses hydrological models to determine floods, evaluate land use change scenarios, evaluate climate change scenarios, and define federal zones, among other applications. However, the models are rarely calibrated beforehand, which increases uncertainty in the design of structures and hydraulic standards.

**Objective:** To build a hydrological model for the watershed of the Fuerte River, Mexico, of extreme rainfall events occurred in 2009, 2011, 2015, 2016 and 2017.

**Methodology:** Five extreme rainfall events were considered for this study. The hydrologic model was design using the HEC-HMS program, and calibrated at the Tubares hydrometric station. The runoff curve number methodology and the Clark unit hydrograph were used.

**Results:** The results collected in four of the five events were positive; the Nash-Sutcliffe efficiency (NSE) ranged between 0.22 and 0.52. The temporal behavior of the river, at times when it moved away from the flow value, preserved the variation trend.

**Limitations of the study:** The study reaches the Tubares hydrometric station, Chihuahua, without including the downstream dams in Sinaloa.

**Originality:** There are few hydrological studies that generate a calibrated and, therefore, reliable hourly model.

**Conclusions:** The hourly hydrologic model had an acceptable performance in four of the five predicted events in terms of NSE and root mean square error (RMSE).

**Keywords:** Clark unit hydrograph, runoff curve number, time of concentration with the California Culvert Practice equation, calibration and validation of surface hydrologic models.

### Resumen

**Introducción:** En México se utilizan los modelos hidrológicos para determinar avenidas, evaluar escenarios de cambio de uso de suelo, evaluar escenarios de cambio climático, definir zonas federales, entre otras aplicaciones. Sin embargo, rara vez los modelos se calibran previamente, lo que incrementa la incertidumbre en el diseño de estructuras y normas hidráulicas.

**Objetivo:** Construir un modelo hidrológico para la cuenca del río Fuerte, México, de eventos de lluvia extremos ocurridos en 2009, 2011, 2015, 2016 y 2017.

**Metodología:** Se consideraron cinco eventos de lluvia extremos. El modelo hidrológico se construyó con el programa HEC-HMS, y se calibró en la estación hidrométrica Tubares. Se utilizó la metodología de número de curva de escurrimiento y el hidrograma unitario de Clark.

**Resultados:** Los resultados obtenidos en cuatro de los cinco eventos fueron buenos; la eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) osciló entre 0.22 y 0.52. El comportamiento temporal del cauce, en momentos en que se alejaba del valor del caudal, conservaba la tendencia de variación.

**Limitaciones del estudio:** El estudio llega hasta la estación hidrométrica Tubares, Chihuahua, sin incluir las presas que están aguas abajo en Sinaloa.

**Originalidad:** Existen pocos estudios hidrológicos que generen un modelo horario calibrado y, por lo tanto, confiable.

**Conclusiones:** El modelo hidrológico horario construido tuvo un desempeño aceptable en cuatro de los cinco eventos modelados en términos del NSE y la raíz del cuadrado medio del error (RMSE).

**Palabras clave:** hidrograma unitario de Clark, número de curva de escurrimiento, tiempo de concentración con la ecuación *California Culvert Practice*, calibración y validación de modelos hidrológicos superficiales.



## Introduction

Hydrological phenomena are complex and difficult to understand, and in the absence of exact knowledge they can be represented in a simplified form by means of the system concept (Weber *et al.*, 2012). A system can be understood as a set of elements or components related to each other by different processes (Rodríguez *et al.*, 2006).

Due to the need to determine the effects of climate variation, climate change, land use changes and water resource management, several hydrological simulation models have been developed (Van Liew *et al.*, 2005). The United States Department of Agriculture (USDA, 1986) mentions that hydrological studies should be based on historical flow records, but these are rarely available and statistical analysis becomes inaccurate due to land use changes. Therefore, Aparicio-Mijares (2008) indicates that it is necessary to have methods that estimate runoff from the characteristics of the watershed and precipitation, which are known as rainfall-runoff methods.

Although there are different programs for hydrologic modeling, Estrada-Sifontes and Pacheco-Moya (2012) mention that the Hydrologic Modeling System of the Hydrologic Engineering Center of the US Army Corps of Engineers (HEC-HMS) is a flexible program that allows selecting different methods for the calculation of losses, hydrographs, and river traffic; in addition, it allows simulating at the event level and on a continuous basis. Magaña-Hernández *et al.* (2013) predicted with HEC-HMS, the Escondido river watershed in Coahuila, with an area of 3242 km<sup>2</sup>, for three hydrometeorological events, which are among the few with radar data (NEXRAD from NOAA of the USA) for hourly rainfall. These authors had almost perfect Nash-Sutcliffe coefficients (NSE), which was due to the fact that, at the time of calibrating the model, they left the range in which the hydrological parameters could move very flexible. The NSE measures the deviation with respect to the unit of the ratio between the mean square error and the variance of the observations (Singh, 2017).

In the hydrological region of the Fuerte River, Mexico, there is an important infrastructure for storing and supplying water for different uses, and for generating electricity and controlling floods. However, the incidence of extreme phenomena (such as hurricanes and droughts) is present, being unpredictable and with effects that can cause very serious economic damages (Comisión Nacional del Agua [CONAGUA], 2015).

Therefore, the objective of this paper was to build a calibrated and validated hydrological model, at hourly

## Introducción

Los fenómenos hidrológicos son complejos y difíciles de entender, y en ausencia de un conocimiento exacto se pueden representar en forma simplificada mediante el concepto de sistema (Weber *et al.*, 2012). Un sistema se puede entender como un conjunto de elementos o componentes que se relacionan entre sí por diferentes procesos (Rodríguez *et al.*, 2006).

Debido a la necesidad de determinar los efectos de la variación en el clima, el cambio climático, los cambios en el uso del suelo y la gestión de los recursos hídricos, se han elaborado varios modelos de simulación hidrológica (Van Liew *et al.*, 2005). El Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA, 1986) menciona que los estudios hidrológicos deberían estar basados en registros históricos de caudales, pero éstos rara vez están disponibles y el análisis estadístico se vuelve impreciso debido a los cambios de uso de suelo. Por ello, Aparicio-Mijares (2008) señala que es necesario contar con métodos que permitan calcular el escurrimiento a partir de las características de la cuenca y la precipitación, a los cuales se les conoce como métodos lluvia-escurrimiento.

Aunque existen diferentes programas para realizar modelaciones hidrológicas, Estrada-Sifontes y Pacheco-Moya (2012) mencionan que el Sistema de Modelación Hidrológica del Centro de Ingeniería Hidrológica del Cuerpo de Ingenieros del Ejército de EUA (HEC-HMS, por sus siglas en inglés) es un programa flexible que permite seleccionar diferentes métodos para el cálculo de pérdidas, hidrogramas y tránsito en cauces; además, permite simular a nivel de eventos y de manera continua. Magaña-Hernández *et al.* (2013) modelaron, con HEC-HMS, la cuenca del río Escondido en Coahuila, con un área de 3242 km<sup>2</sup>, para tres eventos hidrometeorológicos, que son de los pocos que cuentan con datos de radar (NEXRAD de la NOAA de EUA) para lluvia horaria. Estos autores obtuvieron coeficientes de Nash-Sutcliffe (NSE, por sus siglas en inglés) casi perfectos, lo cual se debió a que, al momento de calibrar el modelo, dejaron muy flexible el rango en el que se podían mover los parámetros hidrológicos. El NSE mide la desviación respecto de la unidad de relación entre el error cuadrático medio y la varianza de las observaciones (Singh, 2017).

En la región hidrológica del río Fuerte, México, existe una importante infraestructura para almacenar y abastecer agua para diferentes usos, así como para generar electricidad y controlar avenidas. No obstante, la ocurrencia de fenómenos extremos (como huracanes y sequías) está presente, siendo impredecibles y con efectos que pueden provocar daños económicos muy graves (Comisión Nacional del Agua [CONAGUA], 2015).

scale in subbasins belonging to the hydrological region of the Fuerte River, for extreme rainfall events of 2009, 2011, 2015, 2016 and 2017.

## Materials and methods

### Study area

The hydrological subregion of the Fuerte River is located in northwestern Mexico, in the hydrological region number 10 of Sinaloa. Figure 1 shows how its surface area is distributed in Sinaloa, Chihuahua, Sonora, and Durango.

In the upper part of the watershed there are Tarahumara settlements, whose poverty levels are high, and in the lower part there are three dams (Miguel Hidalgo y Costilla, Luis Donaldo Colosio and Josefa Ortiz de Domínguez) for electricity generation and irrigation purposes (Castillo-Castillo et al., 2017). The dam system supplies water to two irrigation districts (RD): DR075 El Fuerte and DR076 El Carrizo,

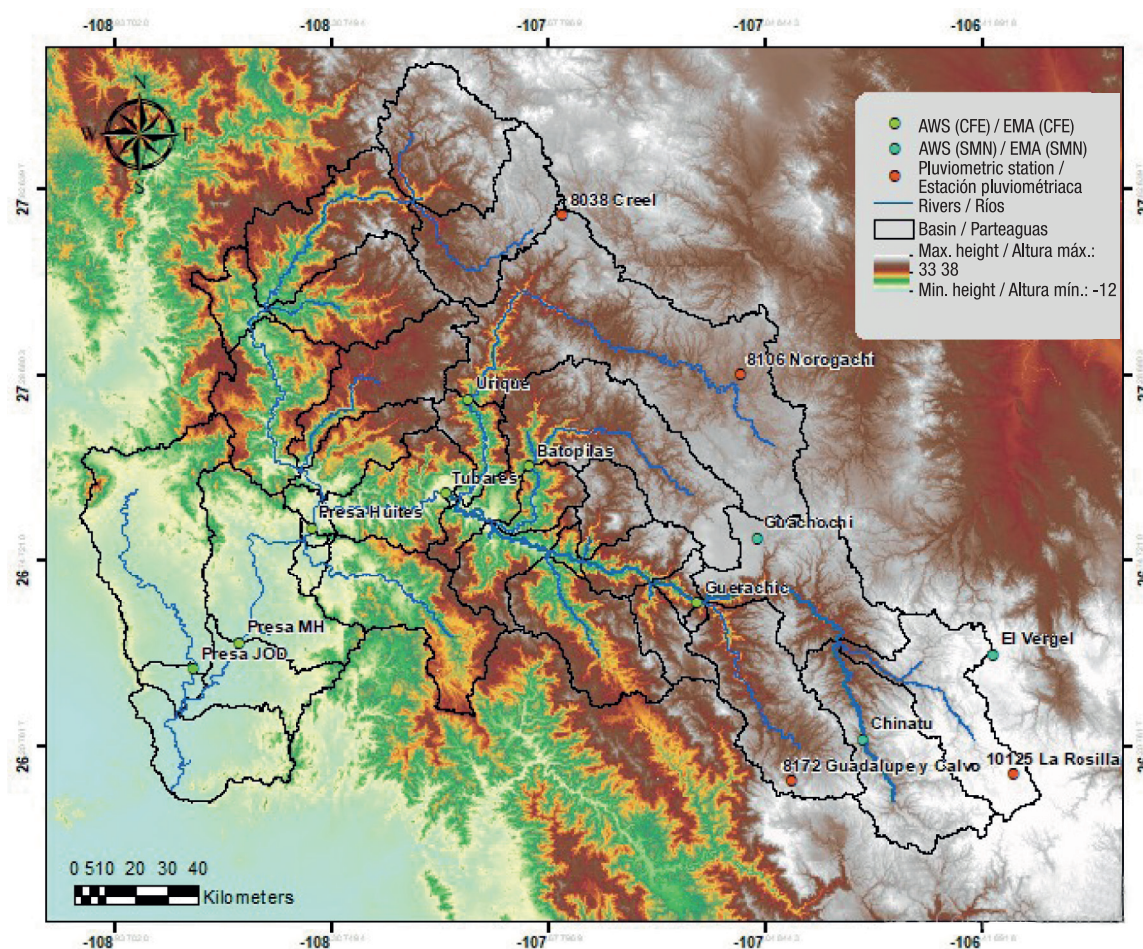
Por lo anterior, el objetivo de este trabajo fue construir un modelo hidrológico, calibrado y validado, a escala horaria en subcuencas pertenecientes a la región hidrológica del río Fuerte, para eventos de lluvia extremos de 2009, 2011, 2015, 2016 y 2017.

### Materiales y métodos

#### Zona de estudio

La subregión hidrológica del río Fuerte está localizada al noroeste de México, en la región hidrológica número 10 de Sinaloa. La Figura 1 muestra como su superficie está distribuida en Sinaloa, Chihuahua, Sonora y Durango.

En la parte alta de la cuenca se encuentran los asentamientos Tarahumaras, cuyos niveles de pobreza son altos, y en la parte baja se encuentran tres presas (Miguel Hidalgo y Costilla, Luis Donaldo Colosio y Josefa Ortiz de Domínguez) con fines de generación de electricidad e irrigación (Castillo-Castillo et al.,



**Figure 1. Location of the Fuerte river watershed and hydrometeorological stations.**  
**Figura 1. Ubicación de la cuenca del río Fuerte y estaciones hidrometeorológicas.**

with a total area of 231 699 and 77 657 ha, respectively (CONAGUA, 2020). In addition, according to CONAGUA (2015), this subregion is exposed to the incidence of hurricanes in summer.

Once the available information on the watershed was reviewed, it was delimited with the HEC Geo-HMS 10.2 extension of ArcGis and based on the digital elevation model of the Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 2019a), up to station 25009 Bocatoma Sufragio of the Servicio Meteorológico Nacional (SMN, 2019a). With the same extension, the characteristics of the subbasins were obtained: slope, river length, lag time and HMS hydrological scheme (scheme or drawing with icons). The study area was delimited up to the Tubares station, which covers an area of 17 145.02 km<sup>2</sup>. The Huites, Miguel Hidalgo and Josefa Ortiz de Domínguez dams are outside the study area, immediately downstream of the Tubares hydrometric station. Tubares is in Chihuahua, approximately 39 km from the Huites Dam, Sinaloa.

### **Hydrometeorological information**

Information from automatic weather stations (AWS) was provided by the Comisión Federal de Electricidad (CFE, 2019) and the SMN (2019b). The months reported were from June to October 2009, 2011, 2015, 2016 and 2017. Twenty-four h rainfall information was also requested from the SMN (Table 1). Figure 1 shows the location and spatial distribution of meteorological and hydrometric stations.

Once the information was sorted and knowing that the series of hourly flow rates is continuous over time, the linear interpolation method was used to estimate the missing data, as long as there were no more than six continuous data. Gordon et al. (2004) mention that for short periods, linear interpolation can be used. For precipitation series, since they are not continuous (neither temporally nor spatially), the inverse of the square of the distance method was used.

### **Spatial and temporal distribution of precipitation for the hydrological model**

The model was developed on an hourly scale, since the flow data measured by the CFE allowed it, taking into account that a large part of the watershed is operated by this institution, at least up to the dams where electric power is generated. It is important to clarify that the dams were located downstream of the calibration point (Tubares, Chihuahua) of the hydrological model.

Hourly rainfall data from eight automatic weather stations were used: four belonging to the CFE and

2017). El sistema de presas suministra agua a dos distritos de riego (DR): DR075 El Fuerte y DR076 El Carrizo, con una superficie total de 231 699 y 77 657 ha, respectivamente (CONAGUA, 2020). Además, de acuerdo con la CONAGUA (2015), esta subregión está expuesta a la incidencia de huracanes en verano.

Una vez revisada la información disponible sobre la cuenca, ésta se delimitó con la extensión HEC Geo-HMS 10.2 de ArcGis y con base en el modelo de elevación digital del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 2019a), hasta la estación 25009 Bocatoma Sufragio del Servicio Meteorológico Nacional (SMN, 2019a). Con la misma extensión se obtuvieron las características de las subcuencas: pendiente, longitud de cauce, tiempo de retraso y esquema hidrológico HMS (esquema o dibujo con iconos). La zona de estudio se acotó hasta la estación Tubares, la cual comprende una superficie de 17 145.02 km<sup>2</sup>. Las presas Huites, Miguel Hidalgo y Josefa Ortiz de Domínguez están fuera de la zona de estudio, inmediatamente aguas abajo de la estación hidrométrica Tubares. Tubares está en Chihuahua, aproximadamente a 39 km de la presa Huites, Sinaloa.

### **Información hidrometeorológica**

La información de estaciones meteorológicas automáticas (EMAs) fue proporcionada por la Comisión Federal de Electricidad (CFE, 2019) y el SMN (2019b). Los meses adquiridos fueron de junio a octubre de 2009, 2011, 2015, 2016 y 2017. También se solicitó información pluviométrica de 24 h del SMN (Cuadro 1). La Figura 1 muestra la ubicación y distribución espacial de las estaciones meteorológicas e hidrométricas.

Una vez ordenada la información, y sabiendo que la serie de caudales horarios es continua en el tiempo, se utilizó el método de interpolación lineal para estimar los datos faltantes, siempre y cuando no fueran más de seis datos continuos. Gordon et al. (2004) mencionan que para periodos cortos se puede utilizar la interpolación lineal. Para las series de precipitación, al no ser continuas (ni temporal ni espacialmente), se utilizó el método del inverso del cuadrado de la distancia.

### **Distribución espacial y temporal de la precipitación para el modelo hidrológico**

El modelo se trabajó a una escala horaria, ya que los datos de caudales medidos por la CFE así lo permitieron, considerando que gran parte de la cuenca es operada por dicha institución, al menos hasta las presas donde se genera energía eléctrica. Es importante aclarar que las presas quedaron aguas

**Table 1. Hydrometeorological stations in the upper watershed of the Fuerte River up to the Tubares station.**  
**Cuadro 1. Estaciones hidrometeorológicas de la cuenca alta del río Fuerte hasta la estación Tubares.**

Station/ Estación	Administration/Type/ Administración/Tipo	State/ Estado	Coordinate X, UTM (m)/ Coordenada X, UTM (m)	Coordinate Y, UTM (m)/ Coordenada Y, UTM (m)	Information/ Información	Scale/ Escala
Tubares	CFE/AWS/ CFE/EMA	Chihuahua	800062.98	2983759.21	Flow Precipitation/ Caudal Precipitación	1 h
Urique	CFE/AWS/ CFE/EMA	Chihuahua	805824.31	3014204.43	Flow Precipitation/ Caudal Precipitación	1 h
Batopilas	CFE/AWS/ CFE/EMA	Chihuahua	823729.33	2993087.05	Flow Precipitation/ Caudal Precipitación	1 h
Guerachic	CFE/AWS/ CFE/EMA	Chihuahua	873443.76	2950383.58	Flow Precipitation/ Caudal Precipitación	1 h
Urique	SMN/AWS/ SMN/EMA	Chihuahua	805386.86	3014070.40	Precipitation/ Precipitación	10 min
Chinatu	SMN/AWS/ SMN/EMA	Chihuahua	922682.80	2907997.05	Precipitation/ Precipitación	10 min
El Vergel	SMN/AWS/ SMN/EMA	Chihuahua	959766.68	2936360.79	Precipitation/ Precipitación	10 min
Guachochi	SMN/AWS/ SMN/EMA	Chihuahua	890436.31	2971802.14	Precipitation/ Precipitación	10 min
Maguarichi	SMN/AWS/ SMN/EMA	Chihuahua	795976.38	3085139.09	Precipitación/ Precipitación	10 min
8038 Creel	SMN/Pluviometric/ SMN/Pluviométrica	Chihuahua	831477.88	3074041.35	Precipitation/ Precipitación	24 h
8106 Norogachi	SMN/Pluviometric/ SMN/Pluviométrica	Chihuahua	883587.54	3024230.93	Precipitation/ Precipitación	24 h
8172 Guadalupe y Calvo	SMN/Pluviometric/ SMN/Pluviométrica	Chihuahua	902646.84	2893908.09	Precipitation/ Precipitación	24 h
8266 Batovira	SMN/Pluviometric/ SMN/Pluviométrica	Chihuahua	804700.54	3091986.56	Precipitation/ Precipitación	24 h
10125 La Rosilla	SMN/Pluviometric/ SMN/Pluviométrica	Durango	966840.86	2898310.47	Precipitation/ Precipitación	24 h

CFE = Comisión Federal de Electricidad; AWS = automatic weather stations; SMN = Servicio Meteorológico Nacional; UTM = Transverse Mercator Coordinates.

CFE = Comisión Federal de Electricidad; EMA = estaciones meteorológicas automáticas; SMN = Servicio Meteorológico Nacional; UTM = coordenadas transversal de Mercator.

four to the SMN. In addition, daily rainfall data from five SMN stations were used for a better spatial representation of rainfall in those areas that were not covered by the eight AWS. In the stations with cumulative rainfall values every 24 h, the proportional distribution of precipitation in the same period as the nearest AWS was used. This data management was used by Haberlandt et al. (2008).

To complete this part of the process, the spatial distribution of rainfall was determined using the Thiessen polygon method. The information on the predicted events is shown in Table 2.

The World Meteorological Organization (WMO, 2018) considers that rainfall measurement at a given point only represents a limited area, which is bounded according to the accumulation period, physiographic homogeneity of the region, topography, and the different processes that favor precipitation. Espinosa-López et al. (2020) predicted the Huaynamota river watershed with hourly data from the CFE AWS and hourly satellite rainfall images. The model with AWS data gave better results in terms of fitting coefficient at the time of calibration and validation; therefore, data from the AWS were used in the present study.

### Hydrologic modeling

Hydrologic modeling was performed using the HEC-HMS 4.2.1 program, with the U.S. Soil Conservation Service (SCS) method to transform rainfall into runoff, and the Clark unit hydrograph (U.S. Army Corps of Engineers [USACE], 2000) was used to calculate the hydrographs at the outflow of the subbasins. The modeling time interval was 1 h. The importance of building an hourly model lies in the relevance of using this model as a forecasting tool for civil protection

abajo del punto de calibración (Tubares, Chihuahua) del modelo hidrológico.

Se usaron datos horarios de lluvia de ocho estaciones meteorológicas automáticas: cuatro pertenecientes a la CFE y cuatro al SMN. Asimismo, se usó información pluviométrica diaria de cinco estaciones del SMN para realizar una mejor representación espacial de la lluvia en aquellos espacios que quedaban sin cubrir por las ocho EMAs. En las estaciones con valores acumulados de lluvia cada 24 h se empleó la distribución proporcional de precipitación en el mismo lapso que la EMA más cercana. Este manejo de datos fue el utilizado por Haberlandt et al. (2008).

Para finalizar esta parte del proceso, la distribución espacial de lluvia se determinó con el método de polígonos de Thiessen. La información sobre los eventos modelados se muestra en el Cuadro 2.

La Organización Meteorológica Mundial (WMO, 2018) considera que la medición de lluvia en un punto dado sólo representa una zona limitada, la cual se acota en función del periodo de acumulación, la homogeneidad fisiográfica de la región, la topografía y los diferentes procesos que propician la precipitación. Espinosa-López et al. (2020) modelaron la cuenca del río Huaynamota con los datos horarios de las EMAs de la CFE y con los de imágenes satelitales de lluvia horaria. El modelo con datos de las EMAs dio mejores resultados en términos de coeficiente de ajuste al momento de calibrar y validar; por ello, en el presente estudio se utilizaron datos de las EMAs.

### Modelación hidrológica

La modelación hidrológica se realizó en el programa HEC-HMS 4.2.1, con el método del Servicio de

**Table 2. Hydrometeorological events selected for modeling the Fuerte river watershed.**

**Cuadro 2. Eventos hidrometeorológicos seleccionados para modelar la cuenca del río Fuerte.**

Storms/ Tormentas	Start/Inicio	End/Fin	Duration (days)/ Duración (días)	Maximum flow measured in Tubares ( $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ )/ Caudal máximo observado en Tubares ( $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ )	Total rainfall over the watershed (mm)/ Lluvia total en toda la cuenca (mm)
2009	06/08/2009 08:00	30/08/2009 08:00	24	1284	3039
2011	18/08/2011 08:00	24/08/2011 08:00	6	296	504
2015	03/09/2015 08:00	18/09/2015 08:00	15	507	992
2016	16/07/2016 08:00	08/08/2016 08:00	23	935	2074
2017	01/08/2017 09:00	09/08/2017 08:00	8	1500	534

purposes and to be more certain of the time when the highest flow will occur. It is also important to have an hourly model at those points in the watershed where the runoff concentration time is less than 24 h, since otherwise the model would not be useful for forecasting the time of the maximum flow. The calibrated model, in hourly terms, would be useful for decision making.

According to McCuen (2016), the equation for estimating the runoff is as follows:

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{P + 0.8S} \quad (1)$$

where  $Q$  is the runoff or excess rainfall (mm),  $P$  is the precipitated rainfall (mm),  $S$  is the maximum retention potential of the watershed (mm) and  $I_a$  is the initial abstraction (mm). Empirical evidence leads to the assumption that  $I_a = 0.2S$ ; considering this, Equation 1 is conditioned to  $P \geq I_a$ , otherwise  $Q = 0$ . Furthermore, the maximum retention potential is related to the curve number (CN) by the following equation:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (2)$$

According to USDA (1986), the runoff curve number is mainly a function of the hydrological group of the soil (A, B, C or D), type of cover and antecedent runoff condition. Curve number values were obtained from the same source for the different watershed conditions. CNA (1987) explains how to choose the hydrologic group according to the soil unit reported in the edaphological map of INEGI (2019b).

To calculate the runoff curve number, a curve number raster layer was first created using the vector data of soil type series II, and land use and vegetation series VI; both were downloaded from the INEGI digital platform (2019c). The curve number raster was performed in the HEC-GeoHMS extension, as indicated by USACE (2013) in the user manual of that extension. Once the curve numbers were calculated, the correction for slope was performed according to Neitsch et al. (2011):

$$CN_{25} = \frac{CN_3 - CN_2}{3} \times [1 - 2 \times \exp(-13.86slp)] + CN_2 \quad (3)$$

$$CN_3 = CN_2 \times \exp[0.00673(100 - CN_2)] \quad (4)$$

where  $CN_{25}$  is the curve number for condition II ( $CN_2$ ) adjusted for slope, i.e., the condition when moisture content is considered average, and  $slp$  is the average

Conservación de Suelo (SCS) de EUA para transformar la lluvia en lámina escurrida, y para calcular los hidrogramas a la salida de las subcuencas se utilizó el hidrograma unitario de Clark (U.S. Army Corps of Engineers [USACE], 2000). El intervalo de tiempo de la modelación fue de 1 h. La importancia de construir un modelo horario radica en la relevancia que se tiene al momento de utilizar este modelo como una herramienta de pronóstico para fines de protección civil y para tener más certeza del momento en que ocurrirá el mayor caudal. También resulta importante tener un modelo horario en aquellos puntos de la cuenca donde el tiempo de concentración del escurrimiento es menor a 24 h, ya que, de lo contrario, el modelo no sería útil para pronosticar el tiempo del caudal máximo. El modelo calibrado, en términos horarios, serviría para tomar decisiones.

De acuerdo con McCuen (2016), la ecuación para estimar la lámina escurrida es la siguiente:

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{P + 0.8S} \quad (1)$$

donde  $Q$  es la lámina escurrida o lluvia exceso (mm),  $P$  es la lámina precipitada (mm),  $S$  es el potencial máximo de retención de la cuenca (mm) e  $I_a$  es la abstracción inicial (mm). La evidencia empírica lleva al supuesto de que  $I_a = 0.2S$ ; considerando esto, la Ecuación 1 está condicionada a  $P \geq I_a$ , de otra manera  $Q = 0$ . Además, el potencial máximo de retención se relaciona con el número de curva (CN) mediante la siguiente ecuación:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (2)$$

De acuerdo con USDA (1986), el número de curva de escurrimiento está, principalmente, en función del grupo hidrológico del suelo (A, B, C o D), tipo de cobertura y condición de escurrimiento antecedente. De esta misma fuente se obtuvieron los valores de número de curva para las diferentes condiciones de la cuenca. La CNA (1987) explica la manera de elegir el grupo hidrológico acorde con la unidad de suelo reportada en la carta edafológica del INEGI (2019b).

Para calcular el número de curva de escurrimiento, primero se creó una capa raster de número de curva utilizando los datos vectoriales de tipo de suelo serie II, y uso de suelo y vegetación serie VI; ambos se descargaron de la plataforma digital del INEGI (2019c). El raster de número de curva se realizó en la extensión HEC-GeoHMS, como lo indican USACE (2013) en el manual de usuario de dicha extensión. Una vez calculados los números de curva, se realizó la corrección por pendiente de acuerdo con Neitsch et al. (2011):

slope of the watershed (%). USACE (2013) defines three antecedent moisture conditions: I dry (wilting point), II average moisture and III field capacity.

For each storm, the correction was made for antecedent rainfall accumulated five days before (Aparicio-Mijares, 2008) (Table 3). The conditions used for this purpose were: 1) correction A: when the antecedent rainfall is lower than 25 mm, 2) no correction: when the antecedent rainfall is greater than 25 and lower than 50 mm, and 3) correction B: when the antecedent rainfall is greater than 50 mm. A practical way to apply Equations 3 and 4 is shown in Table 3.

Synthetic unit hydrographs (SUH) can be used to calculate the maximum flow and runoff volume in a hydrograph, especially in ungauged watersheds. This study used the Clark unit hydrograph, which represents two processes of transformation of excess rainfall to runoff: 1) translation of excess rainfall from its origin through the drainage network to the outflow point and 2) attenuation of the amount of discharge once the excess is stored in the watershed (USACE, 2000). Straub et al. (2000) mention that flow attenuation can be represented as a linear reservoir, where storage is related to the outflow as follows:

$$S = RO \quad (5)$$

where  $S$  is the storage in the watershed ( $m^3$ ),  $R$  is the storage coefficient (h) and  $O$  is the outflow ( $m^3 \cdot s^{-1}$ ). From this relationship, the basic Clark unit hydrograph equation can be derived, where  $I$  is added as the inflow

$$CN_{25} = \frac{CN_3 - CN_2}{3} \times [1 - 2 \times \exp(-13.86slp)] + CN_2 \quad (3)$$

$$CN_3 = CN_2 \times \exp[0.00673(100 - CN_2)] \quad (4)$$

donde  $CN_{25}$  es el número de curva para la condición II ( $CN_2$ ) ajustado por pendiente, es decir, la condición cuando el contenido de humedad se considera promedio, y  $slp$  es la pendiente media de la cuenca (%). USACE (2013) define tres condiciones antecedentes de humedad: I seco (punto de marchitamiento), II humedad promedio y III capacidad de campo.

Para cada tormenta se realizó la corrección por lluvia antecedente acumulada cinco días antes (Aparicio-Mijares, 2008) (Cuadro 3). Las condiciones usadas para tal fin fueron: 1) corrección A: cuando la lluvia antecedente es menor a 25 mm, 2) sin corrección: cuando la lluvia antecedente es mayor a 25 y menor a 50 mm, y 3) corrección B: cuando la lluvia antecedente es mayor a 50 mm. Una manera práctica de aplicar las Ecuaciones 3 y 4 es la expuesta en el Cuadro 3.

En el cálculo del caudal máximo y el volumen escurrido en un hidrograma se pueden utilizar los hidrogramas unitarios sintéticos (HUS), especialmente en cuencas no aforadas. En este estudio se utilizó el hidrograma unitario de Clark, el cual representa dos procesos de transformación de lluvia en exceso a escurrimiento: 1) traslación de la lluvia en exceso desde su origen a través de la red drenaje hasta la salida y 2) atenuación de la cantidad de la descarga una vez que el exceso se va almacenando en la cuenca (USACE, 2000). Straub

**Table 3. Corrections of the curve number for antecedent moisture.**

**Cuadro 3. Correcciones del número de curva por humedad antecedente.**

No correction / Sin corrección	Correction A / Con corrección A	Correction B / Con corrección B
0	0	0
10	4	22
20	9	37
30	15	50
40	22	60
50	31	70
60	40	78
70	51	85
80	63	91
90	78	96
100	100	100

Source: Aparicio-Mijares (2008).

Fuente: Aparicio-Mijares (2008).



( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) and  $C$  as the coefficient that is a function of the modeling step ( $h$ ):

$$O_2 = CI + (1 - C)O \quad (6)$$

$$C = \frac{2\Delta t}{2R + \Delta t} \quad (7)$$

Hydrological models commonly use a time-related parameter, and the most used parameter is time of concentration (Campos-Aranda, 2010). Smith-Quintero and Velásquez-Henao (1995) indicate that the time of concentration is the time required for water to reach from the farthest point of the watershed to the exit point. Grimaldi et al. (2012) mention that, in practice, empirical formulas are used to determine this parameter; one is that of Giandotti, which is highly used in Italy, another is that of Kirpich and that of NRCS, which are used in the USA. Table 4 shows different formulas to calculate this parameter.

Using the HEC-GeoHMS extension, delay time can be calculated with the following expression (USACE, 2013):

$$Lag = 0.00136L^{0.8} \left( \frac{1000}{CN} - 9 \right)^{0.7} y^{-0.5} \quad (8)$$

Where  $Lag$  is the lag time (h),  $CN$  is the curve number,  $L$  is the hydraulic length of the watershed (m) and  $y$  is the average slope of the watershed (%). Hereafter, this method will be called SCS. It is important to remember that  $Lag = 0.6T_c$ , where  $T_c$  is the time of concentration.  $L$  is the length that corresponds to the time it takes for the water to travel from the hydraulically farthest point, this in terms of distance and slope, since water takes more time to reach the exit.

There are different studies that try to find the best formula to calculate the time of concentration, such as Sharifi and Hosseini (2011) and Vélez-Upegui and Botero-Gutiérrez (2011). The events with different times of concentration were predicted in this study, and the one with the best fitting coefficients in an initial modeling was chosen, specifically the one with higher NSE coefficients and lower root mean square error (RMSE) values for the same event.

Regarding the Clark unit hydrograph (Equation 5), the USACE (1967) recommends using a storage coefficient ( $R$ ) with a value of 0.8 times the time of concentration. Zimmermann (2003) mentions that, in the absence of flow data, formulas such as  $R = cT_c$  should be used, where  $c$  varies from 0.5 to 0.8. Magaña-Hernández et al. (2013) used a  $c$  of 0.75 when modeling a watershed in northern Mexico. This study used a value of 0.75 times the time of concentration.

et al. (2000) mencionan que la atenuación del flujo se puede representar como un depósito lineal, cuyo almacenamiento se relaciona con la salida de la siguiente manera:

$$S = RO \quad (5)$$

donde  $S$  es el almacenamiento en la cuenca ( $\text{m}^3$ ),  $R$  es el coeficiente de almacenamiento ( $h$ ) y  $O$  es la salida del flujo ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). A partir de esta relación se puede llegar a la ecuación básica de hidrograma unitario de Clark, donde se agrega  $I$  como el flujo de entrada ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) y  $C$  como el coeficiente que está en función del paso de modelación ( $h$ ):

$$O_2 = CI + (1 - C)O \quad (6)$$

$$C = \frac{2\Delta t}{2R + \Delta t} \quad (7)$$

Comúnmente los modelos hidrológicos utilizan un parámetro relacionado al tiempo, y el más utilizado es el tiempo de concentración (Campos-Aranda, 2010). Smith-Quintero y Velásquez-Henao (1995) señalan que el tiempo de concentración es el tiempo que se requiere para que el agua llegue desde el punto más alejado de la cuenca hasta su punto de salida. Grimaldi et al. (2012) mencionan que, en la práctica, se usan fórmulas empíricas para determinar este parámetro; una es la de Giandotti, que es altamente usada en Italia, otra la de Kirpich y la del NRCS, que son usadas en EUA. En el Cuadro 4 se muestran diferentes fórmulas para el cálculo de dicho parámetro.

Mediante la extensión HEC-GeoHMS se puede calcular el tiempo de retraso con la siguiente expresión (USACE, 2013):

$$Lag = 0.00136L^{0.8} \left( \frac{1000}{CN} - 9 \right)^{0.7} y^{-0.5} \quad (8)$$

donde  $Lag$  es el tiempo de retraso (h),  $CN$  es el número de curva,  $L$  es la longitud hidráulica de la cuenca (m) y  $y$  es la pendiente media de la cuenca (%). A este método se le llamará SCS de aquí en adelante. Es importante recordar que  $Lag = 0.6T_c$ , donde  $T_c$  es el tiempo de concentración.  $L$  es la longitud que corresponde al tiempo que tarda el agua en viajar desde el punto hidráulicamente más lejano, esto en términos de distancia y pendiente, ya que la hacen tomar más tiempo en llegar a la salida.

Existen diferentes estudios en los que tratan de encontrar la mejor fórmula para calcular el tiempo de concentración, como el de Sharifi y Hosseini (2011) y el Vélez-Upegui y Botero-Gutiérrez (2011). En este trabajo, se modelaron los eventos con diferentes tiempos de concentración, y se eligió el que permitió obtener

**Table 4. An overview of empirical and semi-empirical time-of-concentration estimation methods in hours.**  
**Cuadro 4. Resumen de métodos de estimación, en horas, del tiempo de concentración empíricos y semi-empíricos.**

Method/Método	Equation/Ecuación	Comments/Observaciones
Carter	$T_c = 0.0015476 L^{0.6} S^{-0.3}$	Developed for urban watersheds. Area lower than 20.72 km <sup>2</sup> Length of channels lower than 11.27 km Significant pipe flow in the watershed Developed from airport drainage data/ Desarrollada para cuencas urbanas. Área menor a 20.72 km <sup>2</sup> Longitud de canales menor a 11.27 km Importante flujo de tuberías en la cuenca Desarrollada a partir de datos de drenaje de aeropuertos
FAA	$T_c = 0.0165626(1.1 - C) L^{0.6} (100S)^{-0.333}$	Valid for small watersheds where laminar and overland flow dominate/ Válida para pequeñas cuencas donde dominan el flujo de lámina y el terrestre
Fórmula de onda cinemática/ Fórmula de onda cinemática	$T_c = 0.0319639 L^{0.6} n^{0.6} i^{-0.4} S^{-0.3}$	Developed from the analysis of surface runoff kinematic waves/ Desarrollada a partir del análisis de ondas cinemáticas de la escorrentía superficial
Kerby-Hathaway	$T_c = 0.024068 L^{0.47} n^{0.47} S^{-0.235}$	Area < 0.0404686 km <sup>2</sup> Slope < 1 % n < 0.8/ Área < 0.0404686 km <sup>2</sup> Pendiente < 1 %
Kirpich (Tennessee)	$T_c = 0.0003245 L^{0.77} S^{-0.385}$	Area of 0.00405 a 0.4532 km <sup>2</sup> Slope from 3 to 10 %/ Área de 0.00405 a 0.4532 km <sup>2</sup> Pendiente de 3 a 10 %
US SCS	$T_c = 0.0002269 L^{0.8} \left( \frac{1000}{CN} - 9 \right)^{0.7} S^{-0.5}$	For rural watersheds where overland flow predominates Watershed area < 8.0937 km <sup>2</sup> / Para cuencas rurales donde predomine el flujo terrestre Área de cuenca < 8.0937 km <sup>2</sup>
Arizona DOT	$T_c = 0.0097956 A^{0.1} L^{0.25} L_{ca}^{0.25} S^{-0.2}$	Modified form of FAA Agricultural watersheds/ Forma modificada de FAA Cuencas agrícolas
Giandotti-Fang	$T_c = (4A^{0.5} + 1.5L_c) / [0.8(H - E_0)]^{0.5}$	Developed for small agricultural watersheds in Italy/ Desarrollada para pequeñas cuencas agrícolas en Italia
California Culvert Practice	$T_c = [0.871(L')^3 \Delta H^{-1.0}]^{0.385}$	Developed for small mountainous watersheds in California/ Desarrollada para pequeñas cuencas montañosas en California
Témez	$T_c = 0.3 \left[ \frac{L_c}{S^{0.25}} \right]^{0.76}$	

A = area (km<sup>2</sup>); C = runoff coefficient; CN = runoff curve number; E<sub>o</sub> = watershed outlet elevation (m); H = average watershed elevation (m); ΔH = difference in elevation between the start and end point of a channel (m); i = rainfall intensity (mm·h<sup>-1</sup>); L = length of the watershed along the main channel from the most hydraulically distant point to the outflow point (m); L<sub>c</sub> = length of the main channel (m); L<sub>ca</sub> = length measured from the concentration point along L to the point in L that is perpendicular to the watershed centroid (m); L' = Watercourse length (km); n = Manning's roughness coefficient; S = average watershed slope (m·m<sup>-1</sup>); S<sub>c</sub> = average channel slope (m·m<sup>-1</sup>). Source: modified by Sharifi and Housenni (2011).

A = área (km<sup>2</sup>); C = coeficiente de escurrimiento; CN = número de curva de escurrimiento; E<sub>o</sub> = elevación de la salida de la cuenca (m); H = elevación media de la cuenca (m); ΔH = diferencia de elevación del punto inicial y final de un canal (m); i = intensidad de lluvia (mm·h<sup>-1</sup>); L = longitud de la cuenca a lo largo del canal principal desde el punto más distante hidráulicamente hasta la salida (m); L<sub>c</sub> = longitud del canal principal (m); L<sub>ca</sub> = longitud medida desde el punto de concentración a lo largo de L hasta el punto en L que es perpendicular al centroide de la cuenca (m); L' = Longitud del curso del agua (km); n = coeficiente de rugosidad de Manning; S = pendiente media de la cuenca (m·m<sup>-1</sup>); S<sub>c</sub> = pendiente media del canal (m·m<sup>-1</sup>). Fuente: modificado de Sharifi y Housenni (2011).

Streamflow was determined using the Muskingum method (Equation 9). According to Karamouz et al. (2013), in that method the outflow hydrograph in the lower part of a river is calculated for a hydrograph determined in the upper part of the river.

$$S = K[XI + (1 - X)] Q \quad (9)$$

where  $K$  is the travel time constant, and  $X$  is the weighting factor that varies from 0 to 1. According to Aparicio-Mijares (2008),  $K$  is equal to:

$$K = \frac{L}{\omega} \quad (10)$$

where  $L$  is the length of the section (m) and  $\omega$  is the wave velocity ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ). Aparicio-Mijares (2008) mentions that  $K$  can be related as 1.5 times the mean water velocity in the channel. This study considered a reference velocity of  $2.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , which is higher than the average velocity of natural channels not well defined on slopes of 12 to 15 % ( $2.4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) according to Aparicio-Mijares (2008). The same author considers that, in the absence of information, it is recommended to use a value of 0.2 for the weighting factor. According to Heggen (1984), the value of  $X$  commonly varies from 0.2 to 0.3; therefore, the value used was 0.2.

Finally, a self-calibration was performed in the 2009 event, which allowed a maximum fit of 20 % in curve numbers, concentration times and, therefore, in the storage coefficient  $R$ . This was carried out with the optimization trial mechanism in HEC-HMS. Subsequently, validation was performed on the 2011, 2015, 2016 and 2017 events. Calibration and validation were carried out in three hydrometeorological stations of the CFE: Urique, Guerachic and Tubares; however, it was not successful in the first two (corresponding to runoff from subbasins of the upper part), so fitting in the Tubares station was considered as a reference. It is worth mentioning that the optimization trial mechanism follows the procedure shown in Figure 2, where the univariate gradient method was selected, and the objective function was evaluated with the NSE coefficient.

According to USACE (2000), the univariate gradient algorithm performs consecutive corrections to the estimated parameters. If  $x^k$  is the parameter estimated by the objective function  $f(x^k)$  at iteration  $k$ , the search defines a new  $x^{k+1}$  at iteration  $k + 1$  as:

$$x^{k+1} = x^k + \Delta x^k \quad (11)$$

where  $\Delta x^k$  is the parameter correction and should be such that the estimates tend toward the minimum value of the objective function. The objective function

mejores coeficientes de ajuste en una modelación inicial, específicamente el que presentó mayores coeficientes NSE y menores valores de raíz del cuadrado medio del error (RMSE, por sus siglas en inglés) para el mismo evento.

En lo que respecta al hidrograma unitario de Clark (Ecuación 5), el USACE (1967) recomienda usar un coeficiente de almacenamiento ( $R$ ) con valor de 0.8 veces el tiempo de concentración. Zimmermann (2003) menciona que, ante la ausencia de datos de caudales, se deben utilizar fórmulas como  $R = cT_c$ , donde  $c$  varía de 0.5 a 0.8. Magaña-Hernández et al. (2013) usaron un  $c$  de 0.75 al momento de modelar una cuenca en el norte de México. En este trabajo, se utilizó un valor de 0.75 veces el tiempo de concentración.

El tránsito en cauces se determinó con el método de Muskingum (Ecuación 9). De acuerdo con Karamouz et al. (2013), en dicho método el hidrograma de salida en la parte baja de un río se calcula para un hidrograma determinado en la parte alta del mismo.

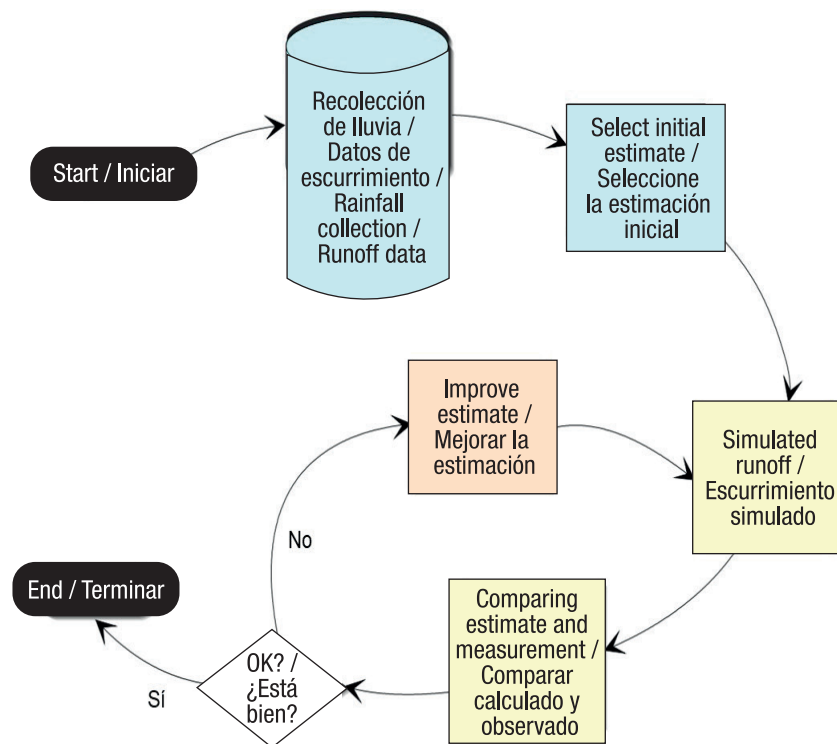
$$S = K[XI + (1 - X)] Q \quad (9)$$

donde  $K$  es la constante de tiempo del viaje y  $X$  es el factor de ponderación que varía de 0 a 1. De acuerdo con Aparicio-Mijares (2008),  $K$  es igual a:

$$K = \frac{L}{\omega} \quad (10)$$

donde  $L$  es la longitud del tramo (m) y  $\omega$  es la velocidad de la onda ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ). Aparicio-Mijares (2008) menciona que  $K$  se puede relacionar como 1.5 veces la velocidad media del agua en el cauce. Para este trabajo, se consideró una velocidad de referencia de  $2.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , que es mayor a la velocidad media de canales naturales no bien definidos en pendientes de 12 a 15 % ( $2.4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) de acuerdo con Aparicio-Mijares (2008). El mismo autor considera que, a falta de información, se recomienda usar un valor de 0.2 para el factor de ponderación. Según Heggen (1984), el valor de  $X$  comúnmente varía de 0.2 a 0.3; por ello, el valor utilizado fue de 0.2.

Finalmente, se realizó una auto calibración en el evento de 2009, lo que permitió un ajuste máximo de 20 % en los números de curva, tiempos de concentración y, por lo tanto, en el coeficiente de almacenamiento  $R$ . Esto se llevó a cabo con el mecanismo *optimization trial* en HEC-HMS. Posteriormente, se realizó una validación en los eventos de 2011, 2015, 2016 y 2017. La calibración y validación se llevó a cabo en tres estaciones hidrometeorológicas de la CFE: Urique, Guerachic y Tubares; sin embargo, no se tuvo éxito en las dos primeras (correspondientes a escurrimientos de subcuencas de la parte alta), por lo que se consideró



**Figure 2. Diagram of the hydrologic model calibration procedure (USACE, 2000).**

**Figura 2. Esquema del procedimiento de calibración del modelo hidrológico (USACE, 2000).**

can be the goodness-of-fit measured with the NSE coefficient, RMSE or others.

#### Goodness-of-fit of the hydrological model

The most used indicators to assess model fitting are NSE coefficient, RMSE, coefficient of determination ( $R^2$ ) and mean squared error (MSE) (Vargas-Castañeda et al., 2015). The present study used NSE and RMSE. No reference of a good hourly hydrological model was found. Moriasi et al. (2007) present a general classification of recommended statistics to evaluate hydrological simulations with monthly step size, which is divided as follows: very good  $0.75 < NSE \leq 1$ , good  $0.65 < NSE \leq 0.75$ , satisfactory  $0.50 < NSE \leq 0.65$  and unsatisfactory  $NSE \leq 0.50$ . These authors also mention that values between 0 and 1 are considered acceptable levels of fit, since an  $NSE > 0$  means that, at least, the model is a better predictor than simply using the arithmetic mean. Moriasi et al. (2007) show a general classification of recommended statistics for evaluating hydrologic simulations with monthly step size, which is divided as follows: very good  $0.75 < NSE \leq 1$ , good  $0.65 < NSE \leq 0.75$ , satisfactory  $0.50 < NSE \leq 0.65$  and unsatisfactory  $NSE \leq 0.50$ . These authors also mention that values between 0 and 1 are considered acceptable levels of fit, since an  $NSE > 0$  means that, at least, the model is a better predictor than using the arithmetic mean.

como referencia el ajuste en la estación Tubares. Cabe mencionar que el mecanismo *optimization trial*, de manera general, sigue el procedimiento que se muestra en la Figura 2, en donde se seleccionó el método de gradiente univariado, y la función objetivo se evaluó con el coeficiente de NSE.

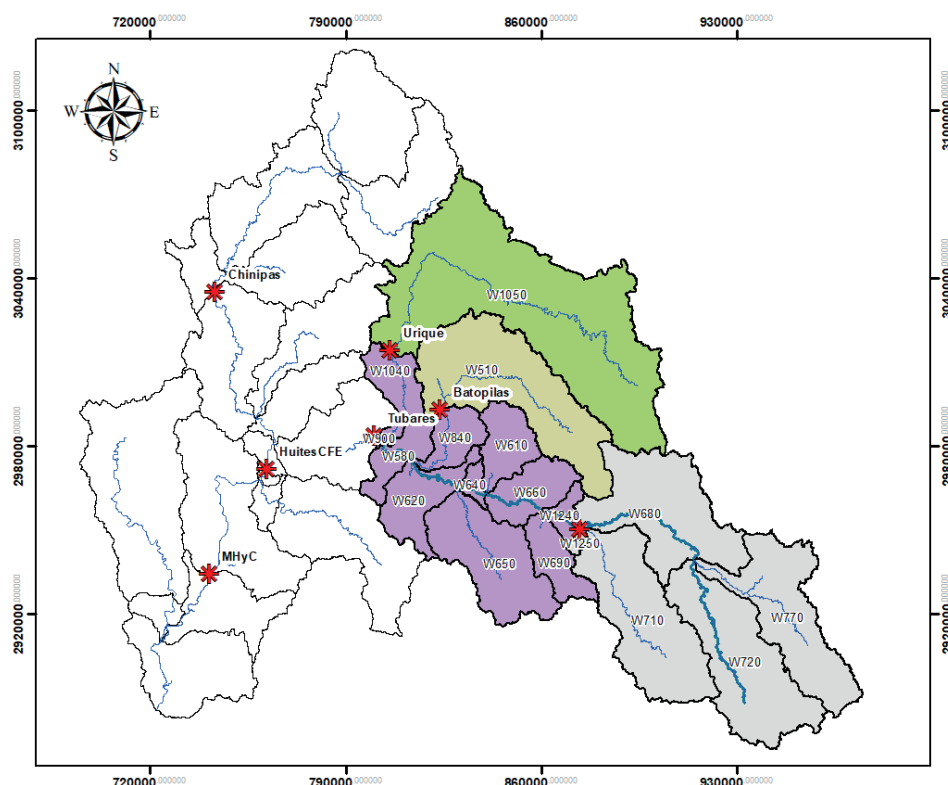
De acuerdo con USACE (2000), el algoritmo del gradiente univariado realiza correcciones consecutivas a los parámetros estimados. Si  $x^k$  es el parámetro que se estima con la función objetivo  $f(x^k)$  en la iteración  $k$ , la búsqueda define un nuevo  $x^{k+1}$  en la iteración  $k + 1$  como:

$$x^{k+1} = x^k + \Delta x^k \quad (11)$$

donde  $\Delta x^k$  es la corrección del parámetro y debe ser tal que las estimaciones tiendan hacia el valor mínimo de la función objetivo. La función objetivo puede ser el ajuste de bondad medido con el coeficiente de NSE, RMSE u otros.

#### Ajuste de bondad del modelo hidrológico

Los indicadores más utilizados para valorar los ajustes de modelos son: el coeficiente NSE, la RMSE, el coeficiente de determinación ( $R^2$ ) y el error cuadrático medio (MSE, por sus siglas en inglés) (Vargas-Castañeda



**Figure 3. Fuerte river watershed and location of hydrometric stations.**  
**Figura 3. Cuenca del río Fuerte y ubicación de sus estaciones hidrométricas.**

## Results and discussion

Figure 3 shows the subbasins corresponding to the modeling carried out, and their characteristics are shown in Table 5. The subbasins, up to the Tubares hydrometric station, have an average slope of 40.47 % and an average curve number of 79.04.

Concentration times calculated with different formulas are shown in Table 6. The maximum values are those calculated with the Giandotti and California Culvert formula, and the minimum values are those obtained with the SCS formula. Regarding the above, the events were predicted using these three times of concentration.

Table 7 shows the NSE coefficients derived from different concentration times. In 14 predicted events a better fit was obtained when the California Culvert method was used, three were better with SCS and two with Giandotti. The above coincides with the RMSE estimated, so the time of concentration calculated with the California Culvert Practice formula was used in this study.

The values calculated in the 2009 event calibration are shown in Table 8, which were applied to each event and resulted in the curve numbers shown in Table 9.

et al., 2015). En el presente trabajo se utilizaron el NSE y el RMSE. Cabe mencionar que no se encontró un referente, estadísticamente hablando, de un buen modelo hidrológico horario. Moriasi *et al.* (2007) presentan una clasificación general de estadísticos recomendados para evaluar simulaciones hidrológicas con tamaño de paso mensual, la cual se divide de la siguiente manera: muy buena  $0.75 < NSE \leq 1$ , buena  $0.65 < NSE \leq 0.75$ , satisfactoria  $0.50 < NSE \leq 0.65$  y no satisfactoria  $NSE \leq 0.50$ . Estos autores también mencionan que valores entre 0 y 1 son considerados como niveles aceptables de ajuste, ya que un  $NSE > 0$  significa que, por lo menos, el modelo es mejor predictor que usar simplemente la media aritmética.

## Resultados y discusión

La Figura 3 muestra las subcuencas correspondientes a la modelación realizada, y sus características se presentan en el Cuadro 5. Las subcuencas, hasta la estación hidrométrica Tubares, tienen una pendiente promedio de 40.47 % y un número de curva promedio de 79.04.

Los tiempos de concentración calculados con diferentes fórmulas se muestran en el Cuadro 6. Se puede observar que los valores máximos son los

**Table 5. Characteristics of the subbasins of the study area.**  
**Cuadro 5. Características de las subcuencas del área de estudio.**

Subbasin/ Subcuenca	Direct contribution to/ Aportación directa a	Area (km <sup>2</sup> )/ Área (km <sup>2</sup> )	Slope (%)/ Pendiente (%)	CN <sub>2</sub>	CN <sub>2s</sub>	Channel length (km)/ Longitud de cauce (km)	Channel slope (m·m <sup>-1</sup> )/ Pendiente del cauce (m·m <sup>-1</sup> )
W1050	Urique	4263.48	33.75	75.09	79.58	222.99	0.007
W510	Batopilas	2001.54	37.81	75.02	79.55	90.35	0.016
W680	Guerachic	1588.99	42.39	74.65	79.26	68.41	0.005
W710	Guerachic	1632.40	42.02	74.62	79.22	80.90	0.014
W720	Guerachic	1661.52	36.10	74.76	79.31	86.16	0.012
W770	Guerachic	1395.40	32.06	77.51	81.63	75.01	0.017
W1250	Guerachic	42.57	62.11	77.54	81.76	2.93	0.009
W1040	Tubares	423.17	58.32	72.11	77.07	53.57	0.005
W840	Tubares	360.12	55.54	73.75	78.50	48.83	0.005
W580	Tubares	356.40	47.58	72.18	77.12	28.95	0.002
W610	Tubares	462.07	44.76	73.33	78.11	10.08	0.032
W620	Tubares	588.85	50.76	67.98	73.42	32.68	0.001
W640	Tubares	95.94	55.97	65.53	71.23	14.75	0.007
W650	Tubares	1195.16	48.14	72.62	77.51	57.77	0.008
W660	Tubares	506.87	56.11	71.06	76.15	31.15	0.004
W690	Tubares	396.43	46.47	78.68	82.71	58.64	0.000
W1240	Tubares	161.21	53.98	74.02	78.72	19.62	0.008
W900	Tubares	12.92	30.91	72.50	77.28	5.43	0.001

CN<sub>2</sub> = curve number for condition II; CN<sub>2s</sub> = curve number for condition II fitted per slope.

CN<sub>2</sub> = número de curva para la condición II; CN<sub>2s</sub> = número de curva para la condición II ajustado por pendiente.

**Table 6. Time of concentration, in hours, derived from different formulas.**  
**Cuadro 6. Tiempos de concentración, en horas, obtenido con diferentes fórmulas.**

Subbasin/ Subcuenca	Giandotti	California Culverts	Kirpich	Témez	SCS
W1040	13.81	13.67	11.02	7.89	5.50
W510	12.30	16.12	10.39	14.77	11.24
W840	13.28	12.60	10.34	7.34	4.95
W580	28.11	21.50	10.33	7.22	5.32
W610	11.42	9.80	1.48	7.01	5.09
W620	33.46	21.98	14.18	7.04	5.65
W640	9.27	5.91	3.66	3.55	2.84
W650	16.43	17.78	9.57	11.30	8.40
W660	19.21	16.39	7.51	7.64	5.52
W680	19.87	18.73	12.99	11.15	8.15
W690	39.35	29.31	28.60	7.79	4.87
W1240	9.21	6.08	4.27	4.09	2.68
W710	12.28	14.88	10.09	12.87	9.52
W720	14.44	19.41	11.32	15.35	11.96
W770	11.29	14.58	8.84	13.77	10.28
W900	18.16	7.75	3.92	2.12	1.66
W1050	21.52	37.18	28.93	26.49	21.50
W1250	12.11	6.43	0.94	2.64	1.48

SCS = Soil Conservation Service.

SCS = Servicio de Conservación de Suelo.

**Table 7. Nash-Sutcliffe coefficients calculated with the concentration times of Soil Conservation Service (SCS), California Culvert Practice and Giandotti.**

**Cuadro 7. Coeficientes de Nash-Sutcliffe obtenidos con los tiempos de concentración del Servicio de Conservación de Suelo (SCS), California Culvert Practice y Giandotti.**

Event / Evento	Station / Estación	Nash-Sutcliffe coefficients / Coeficientes de Nash-Sutcliffe				Best fit method / Método con mejor ajuste
		SCS	California	Giandotti	Máximo/ Maximum	
2009	Tubares	-7.34	-4.36	-4.89	-4.36	California
2011	Tubares	-44.14	-17.37	-18.68	-17.37	California
2015	Tubares	-92.51	-74.89	-85.20	-74.89	California
2016	Tubares	-22.32	-20.07	-22.31	-20.07	California
2017	Tubares	-2.73	-2.31	-2.31	-2.31	California

SCS = Soil Conservation Service.

SCS = Servicio de Conservación de Suelo.

**Table 8. Calibration results for the 2009 event.**

**Cuadro 8. Resultados de la calibración del evento de 2009.**

Subbasin/ Subcuenca	Curve number/ Número de curva		Time of concentration/ Tiempo de concentración		Storage coefficient R (h)/ Coeficiente de almacenamiento R (h)
	Modification (%) / Modificación (%)	Value / Valor	Modification (%) / Modificación (%)	Value (h) / Valor (h)	
W1040	-1.71	*	-11.49	12.10	9.07
W1050	0.00	*	-8.11	34.15	25.61
W1240	4.86	*	-12.23	5.34	4.00
W1250	1.70	*	0.74	6.48	4.86
W510	14.87	*	6.25	17.12	12.84
W580	8.58	*	-11.41	19.04	14.28
W610	-1.28	*	-8.50	8.96	6.72
W620	0.00	*	-11.98	19.34	14.51
W640	0.00	*	-10.79	5.28	3.96
W650	-4.23	*	-8.38	16.29	12.22
W660	-1.76	*	-9.98	14.75	11.06
W680	0.80	*	-6.09	17.58	13.19
W690	-2.31	*	-9.63	26.48	19.86
W710	-19.11	*	-10.42	13.33	10.00
W720	0.00	*	-8.78	17.70	13.27
W770	-1.00	*	-7.63	13.46	10.10
W840	-0.01	*	-8.01	11.59	8.69
W900	14.99	*	8.14	8.37	6.28

\*Variable value depending on antecedent rainfall (see Table 9).

\*Valor variable en función de la lluvia antecedente (ver Cuadro 9).

Table 9. Curve number fitted for each event.

Cuadro 9. Número de curva ajustado para cada evento.

Subbasin/Subcuenca	2009	2011	2015	2016	2017
W1040	58.47	58.47	75.75	58.47	87.71
W1050	62.49	62.49	62.49	62.49	79.58
W1240	64.46	94.62	64.46	64.46	64.46
W1250	66.75	93.44	66.75	66.75	66.75
W510	71.74	91.37	71.74	71.74	91.37
W580	64.65	64.65	64.65	64.65	83.73
W610	59.96	77.11	59.96	59.96	77.11
W620	55.11	55.11	73.42	55.11	73.42
W640	52.47	71.22	52.47	52.47	71.22
W650	57.47	85.72	57.47	57.47	74.23
W660	57.35	87.13	57.35	57.35	57.35
W680	62.61	79.89	62.61	62.61	62.61
W690	65.52	90.22	65.52	65.52	65.52
W710	50.21	64.08	50.21	50.21	64.08
W720	79.31	62.17	62.17	62.17	90.58
W770	64.79	64.79	64.79	64.79	64.79
W840	61.20	78.50	61.20	61.20	78.50
W900	68.69	68.69	88.86	88.86	88.86

Fittings on the curve numbers showed three cases: 1) decrease in eight subbasins (two of them runoff directly into the Guerachic station and the others directly into Tubares), 2) four subbasins had no changes and 3) two subbasins had direct runoff into Tubares, and there was increase in the Batopilas subbasin, in two subbasins of Guerachic and in three subbasins of Tubares. On average, the decrease was 1.76 % and the increase was 7.63 %.

With respect to time of concentration, an average decrease of 9.56 % was recorded in 15 of the 18 subbasins, and an increase of 5.04 % in three subbasins (Batopilas, one in Tubares and one in Guerachic), which represent 12 % of the total study area.

The NSE coefficients and RMSE for calibration and validations are shown in Table 10. Figures 4, 5, and 6 show three of the five predicted events. The results show an adequate fit at the Tubares station, with coefficients above zero. A negative value was obtained in the 2016 storm; however, the predicted hydrograph is temporally similar to that measured (Figure 6).

The maximum flow rates measured and calculated are shown in Table 11. To contrast the visual interpretation

calculados con la fórmula de Giandotti y California Culvert, y los mínimos son los que se obtuvieron con la fórmula del SCS. Considerando lo anterior, los eventos se modelaron utilizando estos tres tiempos de concentración.

En el Cuadro 7 se muestran los coeficientes de NSE obtenidos con diferentes tiempos de concentración. En 14 eventos modelados se obtuvo un mejor ajuste cuando se utilizó el método de California Culvert, tres fueron mejor con el SCS y dos con Giandotti. Lo anterior coincide con el RMSE calculado, por lo que en este trabajo se utilizó el tiempo de concentración calculado con la fórmula de *California Culvert Practice*.

Los valores obtenidos en la calibración del evento de 2009 se muestran en el Cuadro 8, los cuales se aplicaron en cada evento y dieron como resultado los números de curva del Cuadro 9.

Los ajustes en los números de curva presentaron tres casos: 1) disminución en ocho subcuencas (dos de ellas escurren directamente en la estación Guerachic y las demás directamente en Tubares), 2) cuatro subcuencas no tuvieron cambios y 3) dos subcuencas presentaron

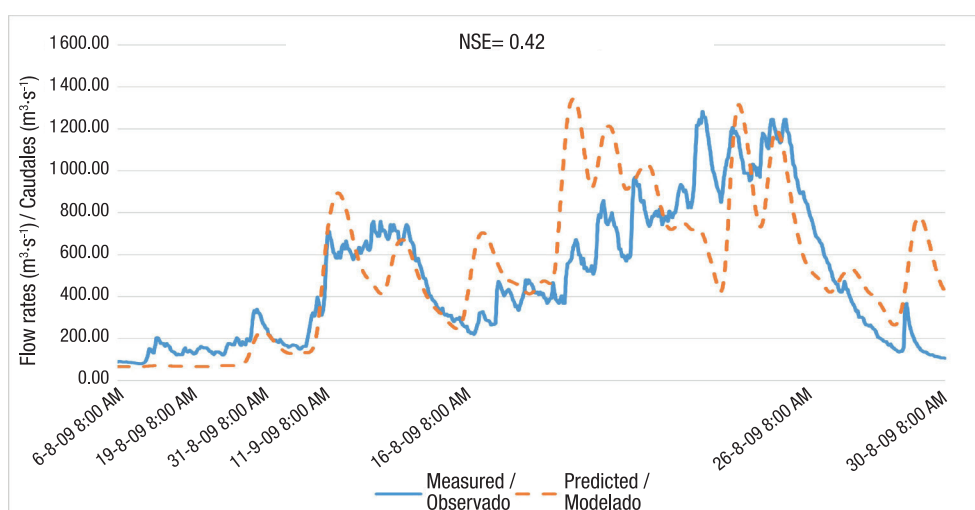
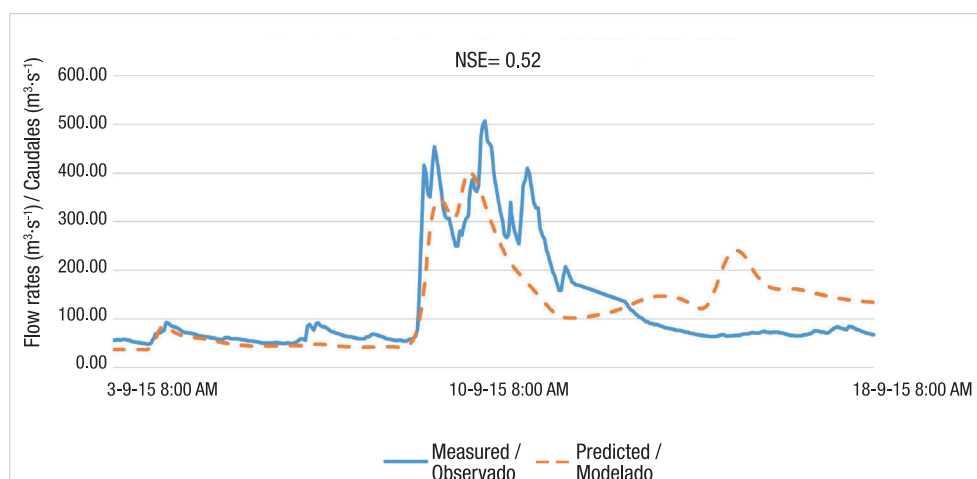


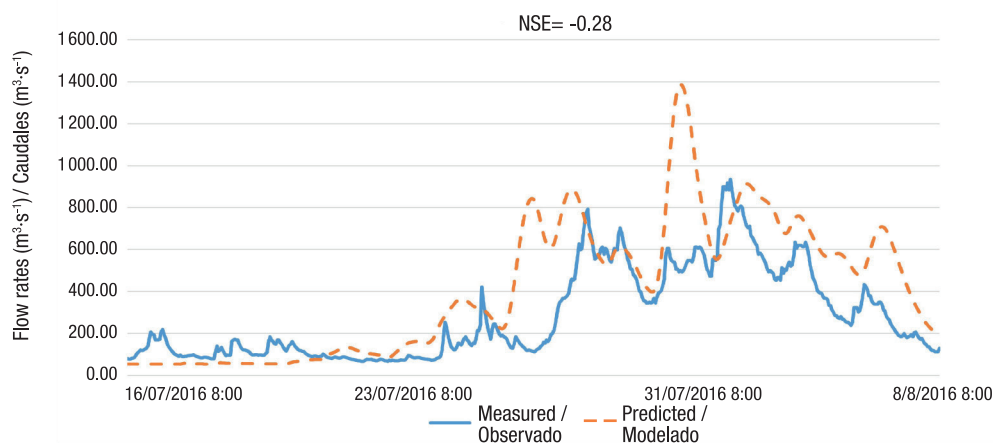
**Table 10. Hydrologic model fit coefficients for the Fuerte River at the Tubares station.****Cuadro 10. Coeficientes de ajuste del modelo hidrológico para el río Fuerte en la estación Tubares.**

Coefficient / Coeficiente	2009	2011	2015	2016	2017
NSE	0.42	0.26	0.52	-0.28	0.22
RMSE ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ )	248.13	58.28	74.03	243.84	337.08

NSE = Nash-Sutcliffe efficiency; RMSE = root mean square error.

NSE = eficiencia de Nash-Sutcliffe; RMSE = raíz del cuadrado medio del error.

**Figure 4. Hydrograph of Tubares station, Chihuahua (2009 event).****Figura 4. Hidrograma de la estación Tubares, Chihuahua (evento de 2009).****Figure 5. Hydrograph of Tubares station, Chihuahua (September 2015 event).****Figura 5. Hidrograma de la estación Tubares, Chihuahua (evento de septiembre de 2015).**



**Figure 6. Hydrograph of Tubares station, Chihuahua (July-August 2016 event).**

**Figura 6. Hidrograma de la estación Tubares, Chihuahua (evento de julio-agosto de 2016).**

(Figures 4, 5 and 6) and the model performance efficiencies (Table 10), Figures 7, 8, 9 and 10 show the behavior of that measured versus that predicted flow rates of the 2009, 2015, 2016 and 2017 events. Although the 2016 event had an NSE of -0.28, Figure 9 shows that the  $R^2$  is 0.59. This is important because if there were no error between that measured and predicted the trend of this relationship would be a straight line; therefore, the modeling of that 2016 event is not as negative as the NSE would suggest.

Figures 7, 8, 9 and 10 show the goodness-of-fit for three hydrometeorological events from 2009, 2015, 2016 and 2017, respectively.

The model fit would be expected to have a relationship with the maximum flow measured; however, the results show no influence. For example, in the calibration of the 2009 event, an NSE coefficient of 0.42 was obtained for a maximum discharge measured of  $1\,283.70\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$  (Figure 7), while the 2015 validation had an NSE of 0.52, corresponding to a maximum flow measured of  $506.50\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$  (60.54 % lower) (Figure 8), and the 2017 event, with a flow of  $1\,499.90\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$  (16.84 % higher), had an NSE of 0.22 (Figure 10). Moriasi et al. (2007) consider, for a calibration and validation on a daily scale, a value greater than 0.4 as satisfactory.

If we compare the NSE of 0.4 of this study with the 0.95 of the hourly hydrological model of Magaña-Hernández et al. (2013), for the Escondido river watershed, Coahuila, it would seem that this study is at a disadvantage. However, in the Escondido river model, too much correction margin was given to the hydrological parameters at the time of calibration. That is, the hydrological parameters were allowed to vary up to any value and at any level of increase

escurrimientos directo en Tubares, y hubo aumento en la subcuenca de Batopilas, en dos subcuencas de Guerachic y en tres subcuencas de Tubares. En promedio, la disminución fue de 1.76 % y el aumento de 7.63 %.

Con respecto al tiempo de concentración, se registró una disminución promedio de 9.56 % en 15 de las 18 subcuencas, y un aumento de 5.04 % en tres subcuencas (Batopilas, una de Tubares y otra de Guerachic), las cuales representan el 12 % del área total de estudio.

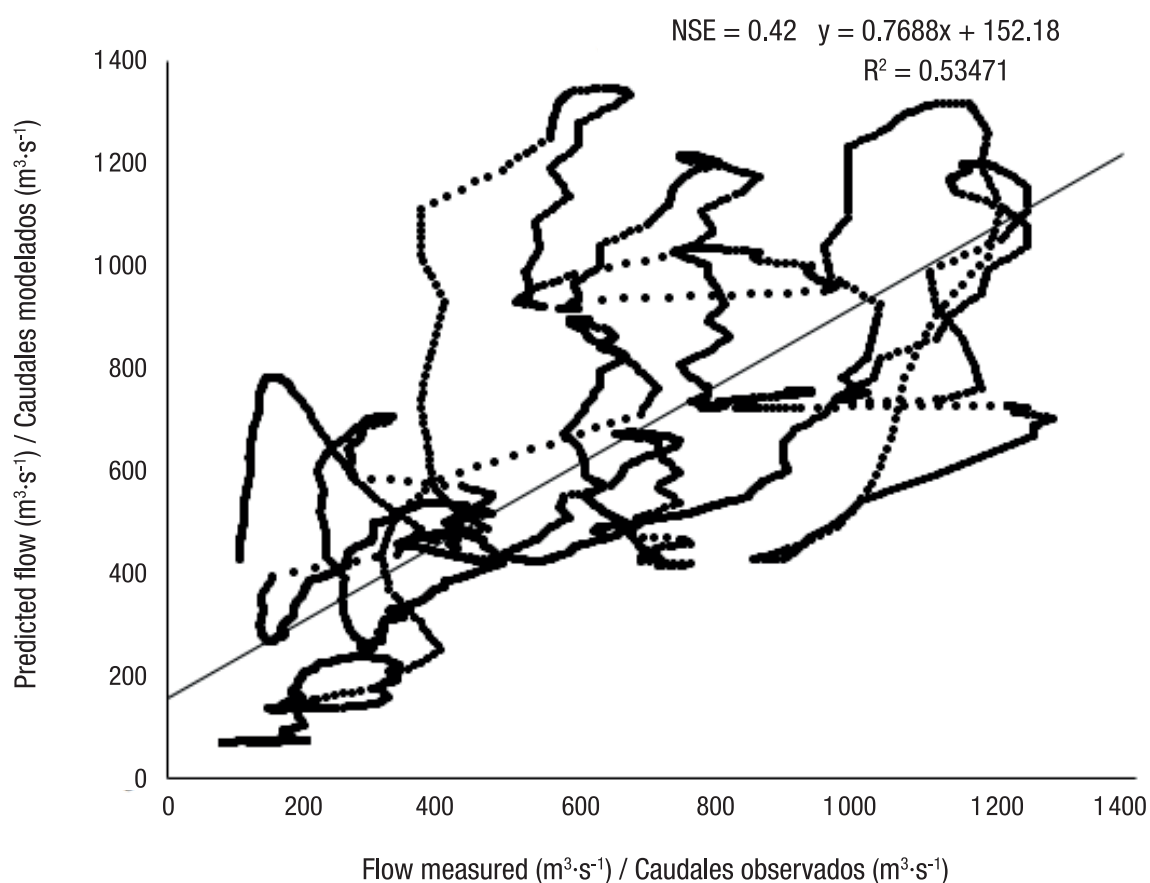
Los coeficientes de NSE y la RMSE para la calibración y las validaciones se muestran en el Cuadro 10. Las Figuras 4, 5, y 6 presentan tres de los cinco eventos modelados. Los resultados muestran un ajuste adecuado en la estación de Tubares, con coeficientes por encima de cero. En la tormenta de 2016 se obtuvo un valor negativo; sin embargo, el hidrograma modelado es temporalmente similar al observado (Figura 6).

En el Cuadro 11 se presentan los caudales máximos observados y calculados. Para poder contrastar la interpretación visual (Figuras 4, 5 y 6) y las eficiencias del funcionamiento del modelo (Cuadro 10), las Figuras 7, 8, 9 y 10 muestran el comportamiento de los caudales observados *versus* los caudales modelados de los eventos de 2009, 2015, 2016 y 2017. Aunque el evento de 2016 presentó un NSE de -0.28, en la Figura 9 se observa que el  $R^2$  es de 0.59. Esto es importante porque si no hubiera error entre lo observado y modelado la tendencia de esta relación sería una recta; por ello, la modelación de ese evento de 2016 no es tan mala como el NSE hace pensar.

Las Figuras 7, 8, 9 y 10 muestran el ajuste de bondad de tres eventos hidrometeorológicos de 2009, 2015, 2016 y 2017, respectivamente.

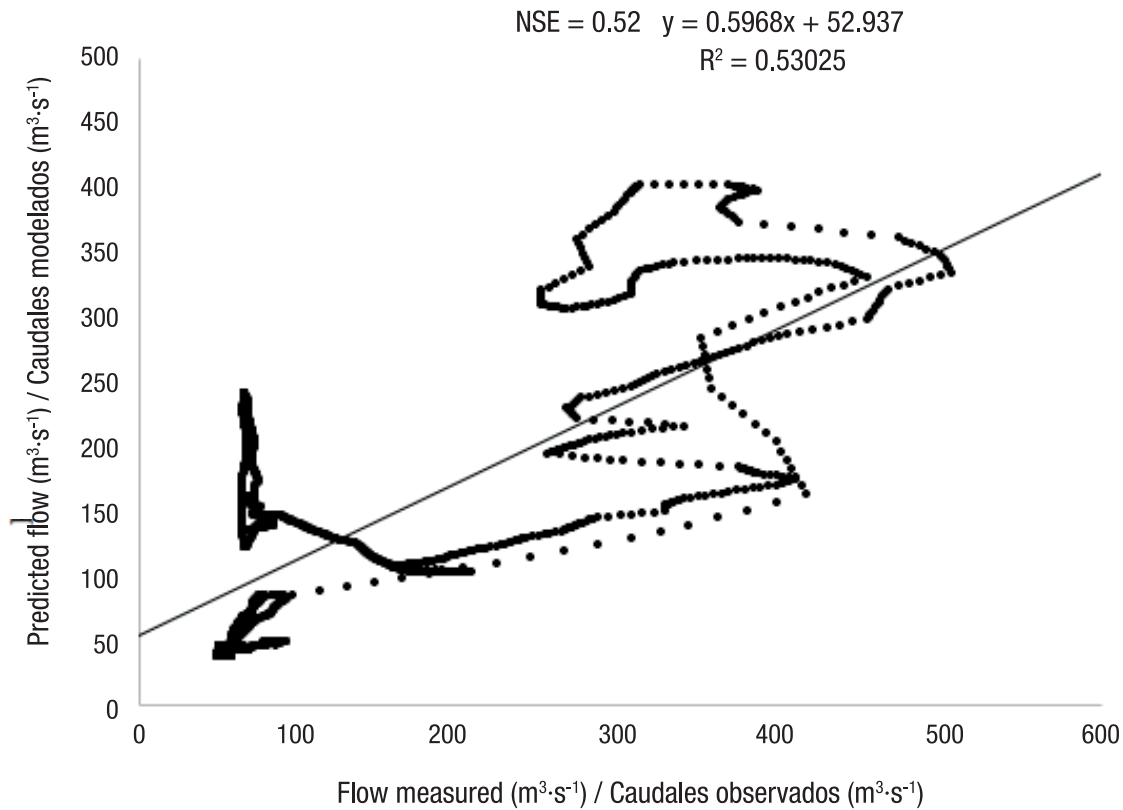
**Table 11. Flows measured and predicted from the Tubares gauging station.**  
**Cuadro 11. Caudales observados y modelados de la estación de aforo Tubares.**

Event / Evento	Hydrograph / Hidrograma	Maximum flow ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) / Caudal máximo ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ )
2009	Predicted / Modelado	1282.50
	Measured / Observado	1283.70
2011	Predicted / Modelado	394.10
	Measured / Observado	296.00
2015	Predicted / Modelado	402.50
	Measured / Observado	506.50
2016	Predicted / Modelado	1387.10
	Measured / Observado	934.80
2017	Predicted / Modelado	853.90
	Measured / Observado	1499.90



**Figure 7. Goodness of fit between that measured and predicted in the August 2009 event in the upper Rio Fuerte watershed.**

**Figura 7. Ajuste de bondad entre lo observado y modelado en el evento de agosto de 2009 en la cuenca superior del río Fuerte.**



**Figure 8. Goodness of fit between that measured and predicted in the September 2015 event in the upper Rio Fuerte watershed.**

**Figura 8. Ajuste de bondad entre lo observado y modelado en el evento de septiembre de 2015 en la cuenca superior del río Fuerte.**

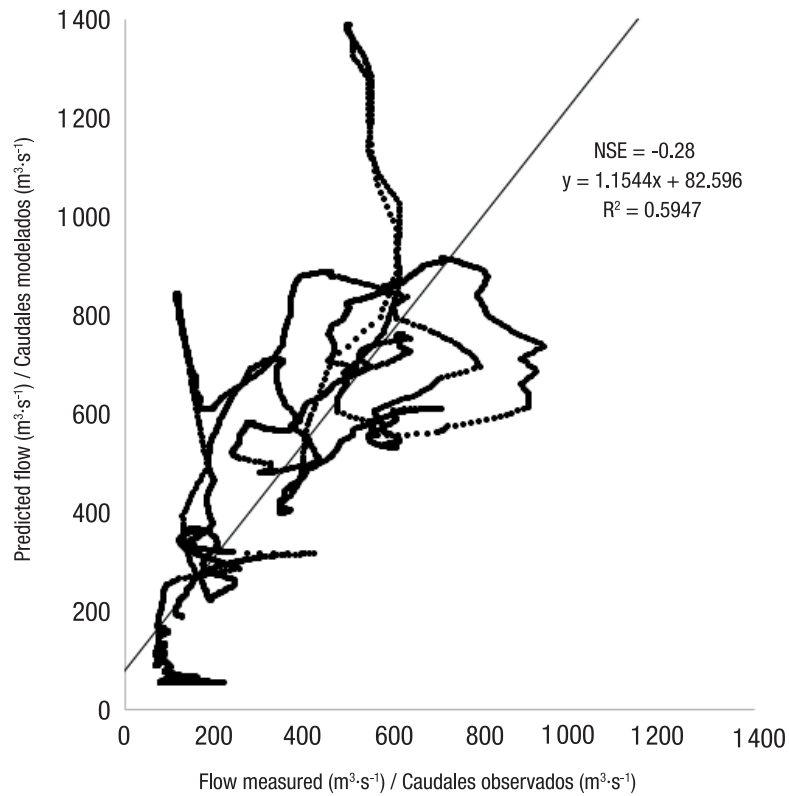
or decrease, regardless of the reality of their values, which gave them an almost perfect model. Another aspect is that in that study they had some radar images of rainfall provided by the USA due to the proximity to Texas. It is convenient to improve the hourly hydrological modeling due to its importance in civil protection and in those points where the time of concentration of the watershed is less than 24 h. However, modeling should be done preserving the principles of the modeler representing the reality it intends to simulate.

The visual analysis of the Tubares station shows temporal similarity between the predicted and measured hydrographs. Considering the coefficients obtained, it can be said that the model found at the outlet of the Tubares subbasin represents, at an acceptable level (Moriassi, et al, 2007), the hydrometeorological phenomenon in the study area, because it shows a satisfactory fit in calibration and in one of the validations.

An attempt was also made to calibrate the model at two upstream hydrometric stations but was unsuccessful. One possible explanation is that rainfall

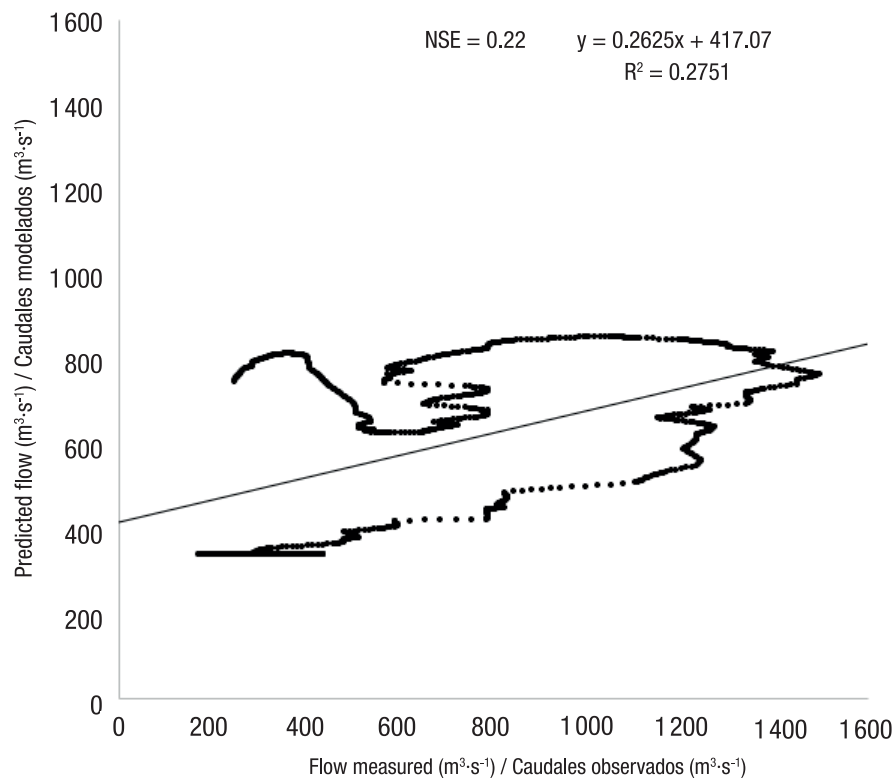
Se esperaría que el ajuste del modelo tuviera una relación con el caudal máximo observado; sin embargo, los resultados muestran que no tiene influencia. Por ejemplo, en la calibración del evento de 2009 se obtuvo un coeficiente de NSE de 0.42 para un gasto máximo observado de  $1283.70 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Figura 7), mientras que la validación en 2015 tuvo un NSE de 0.52, correspondiente a un caudal máximo observado de  $506.50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (60.54 % menor) (Figura 8), y el evento de 2017, con un caudal de  $1499.90 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (16.84 % mayor), presentó un NSE de 0.22 (Figura 10). Moriassi *et al.* (2007) consideran, para una calibración y validación a escala diaria, un valor mayor a 0.4 como satisfactorio.

Si se compara el NSE de 0.4 de este trabajo con el 0.95 del modelo hidrológico horario de Magaña-Hernández et al. (2013), para la cuenca del río Escondido, Coahuila, pareciera que este trabajo está en desventaja. Sin embargo, en el modelo del río Escondido se dio demasiado margen de corrección a los parámetros hidrológicos al momento de calibrar. Es decir, se permitió que los parámetros hidrológicos variaran hasta cualquier valor y en cualquier nivel de incremento o decremento, sin importar la realidad de sus valores, lo que les proporcionó un modelo casi perfecto. Otro



**Figure 9. Goodness of fit between that measured and predicted in the July/August 2016 event in the upper Rio Fuerte watershed.**

**Figura 9. Ajuste de bondad entre lo observado y modelado en el evento de julio/agosto de 2016 en la cuenca superior del río Fuerte.**



**Figure 10. Goodness of fit between that measured and predicted in the August 2017 event in the upper Fuerte River watershed.**

**Figura 10. Ajuste de bondad entre lo observado y modelado en el evento de agosto de 2017 en la cuenca superior del río Fuerte.**

varies more spatially in mountain areas. Moreover, WMO (1972) recommends one station per 100 to 250 km<sup>2</sup> for mountainous areas, and in the study watershed there are 14 stations (eight AWS and four pluviometric stations with daily data) distributed over 17145 km<sup>2</sup>; that is, one station covers an average of 1224.64 km<sup>2</sup>, which leads us to think that rainfall may not be well represented in this area.

On the other hand, good fitting at the outlet is attributed to two aspects: 1) the transit of the flow from the upstream stations until reaching the outlet and 2) the contributions of 11 subbasins (lower part), which are not calibrated individually (as is the case of the upstream subbasins Urique and Batopilas), but up to the Tubares station, which allows compensating the bad fitting caused by the contributions of the upstream subbasins.

Haberlandt et al. (2008) mention that simple hydrological models provide an objective global estimate, but at the cost of smoothing the hydrograph, which leads to underestimation or overestimation; this is observed in the hydrographs measured in the present study. Perhaps this model could be improved by considering a distributed model that uses information from satellite images of hourly rainfall and that is calibrated with data from the CFE. Another improvement to the model would be to generate measured unit hydrographs, instead of the synthetic Clark unit hydrographs used in this study.

Although one might believe that it is not worthwhile to build hourly hydrological models in Mexico because there is not enough measured rainfall and hourly flow data, it is important to prepare for the future and strive to develop a sufficient and reliable hydro-meteorological network.

## Conclusions

The hydrologic model developed at the outlet of the Tubares watershed using the curve number method to calculate losses and Clark's synthetic unit hydrograph method for hydrographs, is acceptable based on the Nash-Sutcliffe coefficients.

The time of concentration that yielded the best modeling results is the one calculated with the California Culvert Practice formula, which overestimates the correct value by about 10 %. An alternative to improve modeling could be the use of an aggregated model that uses information from satellite or radar images to estimate rainfall. It is also recommended to model individually the upper subbasins with different methods than those used in the present study, for example, a different unit hydrograph or a different spatial distribution

aspecto es que en ese trabajo se tuvieron algunas imágenes de radar de la lluvia proporcionadas por EUA debido a la cercanía con Texas. Es conveniente mejorar la modelación hidrológica horaria por su importancia en materia de protección civil y en aquellos puntos donde el tiempo de concentración de la cuenca es menor a 24 h. No obstante, la modelación se debe hacer conservando los principios del modelador que representa la realidad que pretende simular.

Mediante el análisis visual de la estación Tubares, se aprecia similitud temporal entre los hidrogramas modelados y observados. Si se consideran los coeficientes obtenidos, se puede decir que el modelo encontrado a la salida de la subcuenca Tubares representa, en un nivel aceptable (Moriassi, et al, 2007), el fenómeno hidrometeorológico en la zona de estudio, ya que presenta un ajuste satisfactorio en la calibración y en una de las validaciones.

También se trató de calibrar el modelo en dos estaciones hidrométricas aguas arriba, pero no se tuvo éxito. Una posible explicación es que la lluvia varía más espacialmente en zona de montaña. Además, la WMO (1972) recomienda una estación por cada 100 a 250 km<sup>2</sup> para zonas montañosas, y en la cuenca de estudio se encuentran 14 estaciones (ocho EMAs y cuatro pluviométricas con datos diarios) distribuidas en 17145 km<sup>2</sup>; es decir, una estación cubre en promedio 1224.64 km<sup>2</sup>, lo que lleva a pensar que la lluvia puede no estar bien representada en esta área.

Por otro lado, el buen ajuste a la salida se atribuye a dos aspectos: 1) el tránsito del caudal de las estaciones aguas arriba hasta llegar a la salida y 2) las aportaciones de 11 subcuencas (parte baja), las cuales no se calibran individualmente (como es el caso de las subcuencas aguas arriba Urique y Batopilas), sino hasta la estación Tubares, lo que permite compensar el mal ajuste propiciado por las aportaciones de las subcuencas aguas arriba.

Haberlandt *et al.* (2008) mencionan que los modelos hidrológicos simples proporcionan una estimación global objetiva, pero a costa del suavizado del hidrograma, lo cual propicia la subestimación o sobreestimación; esto se observa en los hidrogramas obtenidos en el presente trabajo. Quizás este modelo se podría mejorar si se considera un modelo distribuido que use información de imágenes satelitales de lluvia horaria y que sea calibrado con datos de la CFE. Otra mejora al modelo sería generar hidrogramas unitarios medidos, en lugar de los hidrogramas unitarios sintéticos de Clark usados en este trabajo.

Aunque se podría creer que no vale la pena construir modelos hidrológicos horarios en México porque no se

of rainfall. All this to obtain a general model that properly represents hydrology in the entire watershed.

### Acknowledgments

The authors thank the *Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología* (CONACyT) for funding this study, the *Comisión Federal de Electricidad* and the *Servicio Meteorológico Nacional* for providing hydrometeorological information from their databases.

### End of English version

### References / Referencias

- Aparicio-Mijares, F. J. (2008). *Fundamentos de hidrología de la superficie*. Limusa. [http://webdelprofesor.ula.ve/ingenieria/adamoreno/HIDRO/Fundamentos\\_de\\_hidrologia\\_de\\_superficie\\_-\\_Aparicio.pdf](http://webdelprofesor.ula.ve/ingenieria/adamoreno/HIDRO/Fundamentos_de_hidrologia_de_superficie_-_Aparicio.pdf)
- Campos-Aranda, D. F. (2010). *Introducción a la hidrología urbana*. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Castillo-Castillo, M., Ibáñez-Castillo, L. A., Valdés, J. B., Arteaga-Ramírez, R., & Vázquez-Peña, M. A. (2017). Análisis de sequías meteorológicas en la cuenca del río Fuerte, México. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 8(1), 35-52. <https://doi.org/10.24850/j-tyca-2017-01-03>
- Comisión Federal de Electricidad (CFE). (2019). *Información hidrometeorológica*.
- Comisión Nacional del Agua (CNA). (1987). *Instructivo de Hidrología para determinar la avenida máxima ordinaria asociada a la delimitación de la zona federal*. <http://dimsec.com/wp-content/uploads/2017/09/INSTRUCTIVO-HIDROLOG%C3%8DA.pdf>
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) (2015). *Acuerdo por el que se da a conocer el resultado de los estudios técnicos de aguas nacionales superficiales de la Subregión Hidrológica Río Fuerte de la Región Hidrológica número 10 Sinaloa*. <https://www.gob.mx/conamer/prensa/acuerdo-por-el-que-se-da-a-conocer-el-resultado-de-estudios-tecnicos-de-aguas-nacionales-superficiales-de-subregion-hidrologica-rio-fuerte>
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (2020, October 2). *Sistema Nacional de Información del Agua*. <http://sina.conagua.gob.mx/sina/tema.php?tema=distributivosriego>
- Espinosa-López, J. A., Ibáñez-Castillo, L. A., Arteaga-Ramírez, R., & Galeana-Pizaña, J. M. (2020). Modelo hidrológico distribuido con imágenes GPM-IMERG en la cuenca río Hueynamota, Nayarit, México. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 11(5), 276-302. <https://doi.org/10.24850/J-TYCA-2020-05-09>
- Estrada-Sifontes, V., & Pacheco-Moya, R. M. (2012). Modelación hidrológica con HEC-HMS en cuencas montañosas de la región oriental de Cuba. *Ingeniería Hidráulica y Ambiental*, 33(1), 71-80. <http://>

tienen suficientes datos medidos de lluvia y caudales horarios, es importante prepararse para el futuro y pugnar por construir una red hidrometeorológica suficiente y confiable.

### Conclusiones

El modelo hidrológico obtenido a la salida de la cuenca Tubares, con el método de número de curva para calcular las pérdidas y el método del hidrograma unitario sintético de Clark para los hidrogramas, es aceptable con base en los coeficientes de Nash-Sutcliffe.

El tiempo de concentración que permitió obtener mejores resultados en la modelación es el calculado con la fórmula de *California Culvert Practice*, el cual sobreestima en aproximadamente 10 % al valor correcto. Una alternativa para mejorar la modelación puede ser el uso de un modelo agregado que utilice información de imágenes de satélites o radares para estimar la lluvia. También se recomienda modelar de manera individual las subcuencas de la parte alta con métodos diferentes a los usados en el presente trabajo; por ejemplo, un hidrograma unitario diferente o una distribución espacial de la lluvia diferente. Todo esto con la finalidad de obtener un modelo general que represente adecuadamente la hidrología en toda la cuenca.

### Agradecimientos

Los autores agradecen al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por el apoyo económico para realizar este trabajo, a la Comisión Federal de Electricidad y al Servicio Meteorológico Nacional por proporcionar la información hidrometeorológica de sus bases de datos.

### Fin de la versión en español

[scielo.sld.cu/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S1680-03382012000100008](http://scielo.sld.cu/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1680-03382012000100008)

- Gordon, N. D., McMahon, T. A., Finlayson, B. L., Gippel, C. J., & Nathan, R. J. (2004). *Stream hydrology: an introduction for ecologists*. Jhon Wiley & Sons Ltd.
- Grimaldi, S., Petroselli, A., Tauro, F., & Porfiri, M. (2012). Time of concentration: a paradox in modern hydrology. *Hydrological Sciences Journal*, 57(2), 217-228. <https://doi.org/10.1080/02626667.2011.644244>
- Haberlandt, U., Ebner von Eschenbach, A. D., & Buchwald, I. (2008). A space-time hybrid hourly rainfall model for derived flood frequency analysis. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12(6), 1353-1367. <https://doi.org/10.5194/hess-12-1353-2008>

- Heggen, R. J. (1984). Univariate least squares Muskingum Flood Routing. *Water Resources Bulletin*, 20(1), 103-107. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1984.tb04647.x>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2019a, January 12). *Continuo de elevaciones mexicano 3.0 (CEM 3.0)*. <https://www.inegi.org.mx/app/geo2/elevacionesmex/index.jsp>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2019b, January 12). *Conjunto de datos vectoriales edafológicos Serie II*. <https://www.inegi.org.mx/temas/edafologia/default.html#Descargas>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2019c, January 12). *Conjunto de datos vectoriales de uso de suelo y vegetación serie VI*. <https://www.inegi.org.mx/temas/usosuelo/default.html#Descargas>
- Karamouz, M., Nazif, S., & Falahi, M. (2013). *Hydrology and hydroclimatology: Principles and applications*. CRC Press.
- Magaña-Hernández, F., Bâ, K. M., & Guerra-Cobián, V. H. (2013). Estimación del hidrograma de crecientes con modelación determinística y precipitación derivada de radar. *Agrociencia*, 47(8), 739-752. <https://agrociencia-colpos.mx/index.php/agrociencia/article/view/1053/1053>
- McCuen, R. H. (2016). *Hydrologic analysis and design*. Pearson.
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 50(3), 885-900. <https://doi.org/https://doi.org/10.13031/2013.23153>
- Neitsch, S. L., Arnold, J. G., Kiniry, J. R., & Williams, J. R. (2011). *Soil & water assessment tool theoretical documentatino version 2009*. Texas A&M University. <https://swat.tamu.edu/media/99192/swat2009-theory.pdf>
- Rodríguez, A., Pagot, M. R., Hillman, G. D., Pozzi, C. E., Plencovich, G. E., Caamaño, N. G., ... Bucher, E. H. (2006). Modelo de simulación hidrológica. In Bucher, E. H. (Ed), *Bañados del río dulce y laguna mar Chiquita* (pp. 57-77). Academia Nacional de Ciencias. [https://www.promarmarchiquita.com.ar/documentos/archivos/modelo\\_simulacion.pdf](https://www.promarmarchiquita.com.ar/documentos/archivos/modelo_simulacion.pdf)
- Servicio Meteorológico Nacional (SMN). (2019a, January 12). *Información estadística climatológica*. <https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica/informacion-estadistica-climatologica>
- Servicio Meteorológico Nacional (SMN). (2019b, November). *Información meteorológica*.
- Sharifi, S., & Hosseini, S. M. (2011). Methodology for identifying the best equations for estimating the time of concentration of watersheds in a particular region. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 137(11), 712-719. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)IR.1943-4774.0000373](https://doi.org/10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000373)
- Singh, V. P. (2017). *Handbook of applied hydrology*. McGraw-Hill Education.
- Smith-Quintero, R. A., & Velásquez-Henao, J. D. (1995). Modelos conceptuales en hidrología para la estimación del hidrograma unitario. *Avances en Recursos Hidráulicos*, 3, 55-72. <https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/9175>
- Straub, T. D., Melching, C. S., & Kocher, K. E. (2000). *Equation for estimating Clark Unit-Hydrograph parameters for small rural watersheds in Illinois*. U.S. Department of Interior - U.S. Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/wri004184>
- U.S. Army Corps of Engineers (USACE). (2000). *Hydrologic modeling system HEC-HSM technical reference manual*. U.S. Army Corps of Engineering, Hydrologic Engineering Center. [https://www.hec.usace.army.mil/software/hec-hms/documentation/HEC-HMS\\_Technical%20Reference%20Manual\\_\(CPD-74B\).pdf](https://www.hec.usace.army.mil/software/hec-hms/documentation/HEC-HMS_Technical%20Reference%20Manual_(CPD-74B).pdf)
- U.S. Army Corps of Engineers (USACE). (2013). *HEC-GeoHMS geospatial hydrologic modeling extension user's manual*. U.S. Army Corps of Engineers. <https://www.hec.usace.army.mil/software/hec-geohms/downloads.aspx>
- U.S. Army Corps of Engineers (USACE). (1967). *Generalized standard project rain flood criteria southern California Coastal Streams, Sacramento*. U.S. Army Corps of Engineers. <https://www.worldcat.org/title/generalized-standard-project-rainflood-criteria-southern-california-coastal-streams/oclc/70340694>
- United States Department of Agriculture (USDA). (1986). *Urban hydrology for small wathersheds TR-55*. United States Department of Agriculture. <https://tamug-ir.tdl.org/handle/1969.3/24438>
- Van Liew, M. W., Arnold, J. G., & Bosch, D. D. (2005). Problems and potential of autocalibrating a hydrologic model. *American Society of Agricultural Engineers*, 48(3), 1025-1040. <https://doi.org/10.13031/2013.18514>
- Vargas-Castañeda, G., Ibáñez-Castillo, L. A., & Arteaga-Ramírez, R. (2015). Development, classification and trends in rainfall-runoff modeling. *Ingeniería Agrícola y Biosistemas*, 7(1), 5-21. <https://doi.org/10.5154/r.inagbi.2015.03.002>
- Vélez-Upegui, J. J., & Botero-Gutiérrez, A. (2011). Estimation of the time of concentration and the lag time at San Luis creek basin, Manizales. *Dyna*, 78(165), 58-71. <https://www.redalyc.org/html/496/49622372006/>
- Weber, J. F., Jorquera, E., & Stehli, P. T. (2012). Simulación de la respuesta hidrológica de una cuenca ante el movimiento de una tormenta. *Mecánica Computacional*, 31(4), 579-603. <http://venus.santafe-conicet.gov.ar/ojs/index.php/mc/article/view/4085/4011>
- World Meteorological Organization (WMO). (1972). *Casebook on hydrological network design practice*. World Meteorological Organization. [https://library.wmo.int/doc\\_num.php?explnum\\_id=8146](https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=8146)
- World Meteorological Organization (WMO). (2018). *Guía de instrumentos y métodos de observación meteorológicos*. World Meteorological Organization. [https://library.wmo.int/doc\\_num.php?explnum\\_id=10032](https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=10032)
- Zimmermann, E. D. (2003). A generalization of Clark's IUH for flatland areas with strong human interventions. *Journal of Environmental Hydrology*, 11(2), 1-14. <http://www.hydroweb.com/jeh/jeh2003/zimmer.pdf>