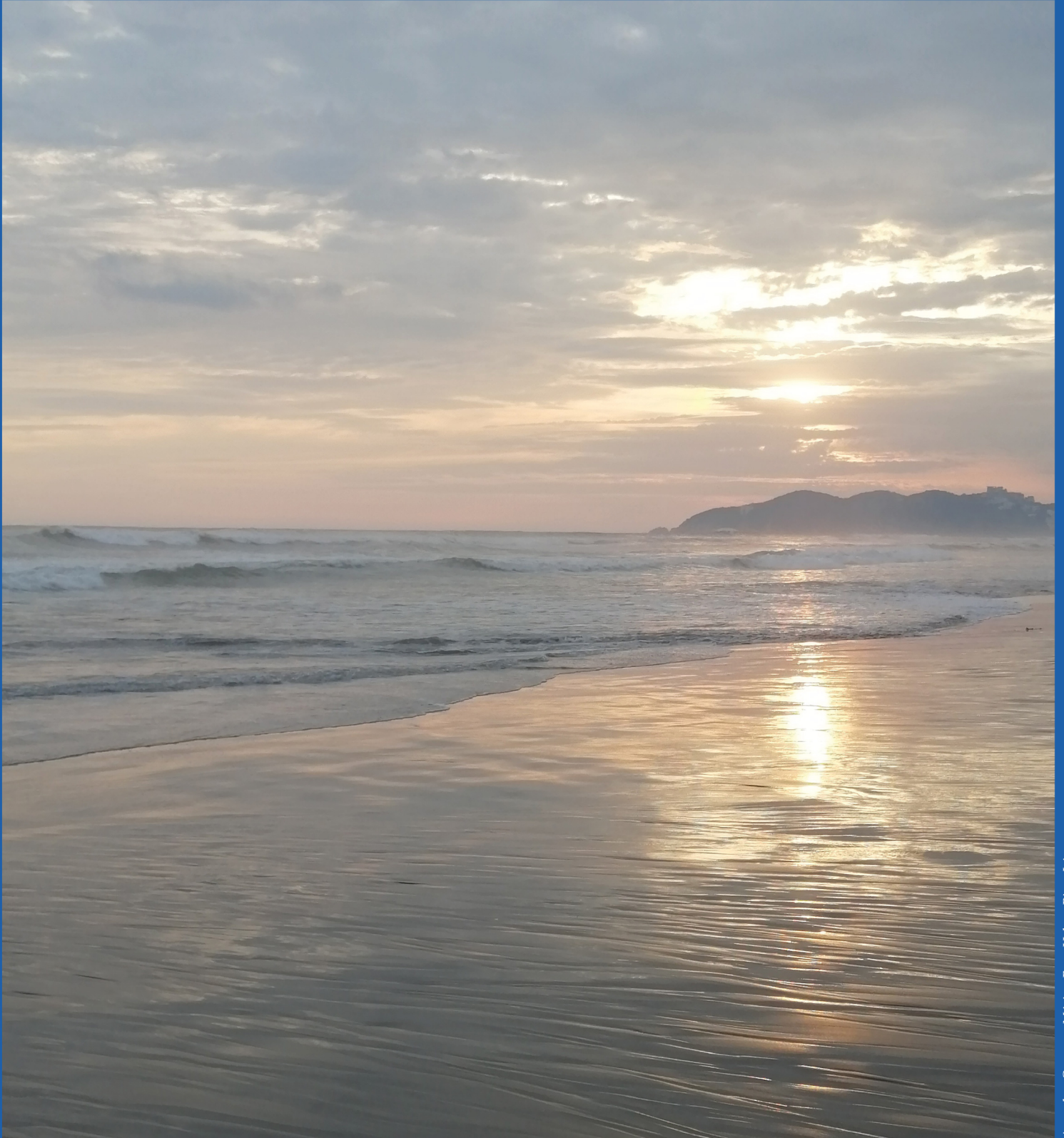




Tecnología y Ciencias \bar{e} Agua

ISSN 2007-2422



Acapulco, Guerrero, México. Foto: Helena Rivas López.



Tecnología y Ciencias del Agua

Comité Editorial

Consejo Editorial

Dr. Adrián Pedrozo Acuña
Director General
Instituto Mexicano de Tecnología del Agua

Editor en Jefe
Dr. Álvaro Alberto Aldama Rodríguez
Consultor Independiente, México

Editor en Agua y Energía
Dr. Rodolfo Alvarado Montero
Consultor independiente, Holanda

Editora en Calidad del Agua
Dra. Julia Elena Prince Flores
Instituto Mexicano de Tecnología del Agua

Editor en Tratamiento del Agua
Dr. Miguel Ángel López Zavala
Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey, México

Editor en Ciencias Hidroagrícolas
Dr. Jaime Garatuzza Payán
Instituto Tecnológico de Sonora, México

Editora en Ciencias Sociales
Dra. María Luisa Torregrosa y Armentia
FLACSO, México

Editor en Gestión del Agua
Dr. Aldo Iván Ramírez Orozco
Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey, México

Editor en Hidráulica
Dr. Martín Dagoberto Mundo Molina
Universidad Autónoma de Chiapas, México

Editora en Hidrología Subterránea
Dra. Graciela Herrera Zamarrón
Universidad Nacional Autónoma de México

Editor en Hidrología Superficial
Dr. Martín Alfonso Gutiérrez López
Universidad Autónoma del Estado de Querétaro, México

Editor en Innovación Científica y Tecnológica
Dr. Salvador Peña Haro
Photrack AG, Suiza

Secretario Técnico
Mtro. Alberto Rojas Rueda
Instituto Mexicano de Tecnología del Agua

Coordinadora editorial
M.I.D. Helena Rivas López
Instituto Mexicano de Tecnología del Agua

Coordinación Editorial
Seguimiento del proceso de arbitraje: Elizabeth Peña Montiel, Josefa Figueroa Miranda y Luis Aviles Rios
Marcación y XML: Luisa Guadalupe Ramírez Martínez
Webmaster: Claudia Patricia Martínez Salgado

• **Dr. Alcides Juan León Méndez**, Centro de Investigaciones Hidráulicas, Cuba • **Dr. Aldo Iván Ramírez Orozco**, Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey, México • **Dr. Alejandro López Alvarado**, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Chile • **Dra. Alma Chávez Mejía**, Universidad Nacional Autónoma de México • **Dr. Andrei S. Jouravlev**, Comisión Económica para América Latina y el Caribe, Chile • **Dr. Andrés Rodríguez**, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina • **Dra. Anne Margrethe Hansen Hansen**, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua • **Dr. Ariosto Aguilar Chávez**, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua • **Dr. Armando Guevara Gil**, Pontificia Universidad Católica, Perú • **Dr. Arturo Marcano**, Asociación Internacional de Ingeniería e Investigaciones Hidráulicas, Venezuela • **Dra. Aziza Akhmouch**, Organisation for economic Cooperation and Development, Francia • **Dr. Carlos Chairez Araiza**, consultor, México • **Dr. Carlos Cruickshank Villanueva**, Universidad Nacional Autónoma de México • **Dr. Carlos Díaz Delgado**, Universidad Autónoma del Estado de México • **Dr. Carlos E. Puente**, University of California, EUA • **Dr. Cleverson Vitorio Andreoli**, Centro Universitario Unifae, Brasil • **Dr. Daene C. McKinney**, University of Texas at Austin, Estados Unidos • **Dr. Daniel Murillo Licea**, Centro de Investigaciones y Estudios Superiores en Antropología Social, México • **Dr. Eduardo A. Varas Castellón**, Pontificia Universidad Católica, Chile • **Dr. Emmanuel Galindo Escamilla**, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, México • **Dr. Enrique Cabrera Marcet**, Universidad Politécnica de Valencia, España • **Dr. Enrique Playán Jubillar**, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, España • **Dr. Eric Rendón Schreiner**, Universidad Nacional Agraria La Molina, Perú • **Dr. Erick R. Bandala**, Desert Research Institute, Reno, EUA • **Dr. Ernesto José González Rivas**, Universidad Central de Venezuela • **Dr. Federico Estrada**, Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, España • **Dr. Gerardo Buelna**, Centre de Reserche Industrielle Québec, Canadá • **Dra. Gabriela Eleonora Moeller Chávez**, Universidad Politécnica del Estado de Morelos, México • **Dr. Gueorguiev Tzatchkov Velitchko**, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua • **Ing. Héctor Garduño Velasco**, consultor, México • **M.I. Horacio Rubio Gutiérrez**, Comisión Nacional del Agua, México • **Dr. Ismael Aguilar Barajas**, Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey, México • **Dr. Ismael Mariño Tapia**, Instituto Politécnico Nacional, México • **Dr. Ismael Piedra Cueva**, Universidad de la República, Uruguay • **Dr. Iván Obando Camino**, Universidad de Talca, Chile • **Dr. Jaime Iván Ordóñez Ordóñez**, Universidad Nacional, Bogotá, Colombia • **Dr. Joaquín Rodríguez Chaparro**, Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino, España • **Dr. José Ángel Raynal Villaseñor**, Universidad de las Américas, Puebla, México • **Dr. José D. Salas**, University of Colorado, EUA • **Dr. José Joel Carrillo Rivera**, Universidad Nacional Autónoma de México • **Dr. José Luis Pimentel Equihua**, Colegio de Postgraduados, México • **José María Gómez Espín**, Universidad de Murcia, España • **M.C. Juan Andrés Martínez Álvarez**, Universidad Nacional Autónoma de México • **Dr. Juan B. Valdes**, The University of Arizona, EUA • **Dr. Juan Pedro Martín Vide**, Universidad Politécnica de Cataluña, España • **Dr. Julio Kuroiwa Zevallos**, Universidad Nacional de Ingeniería, Perú • **Dr. Karim Acuña Askar**, Universidad Autónoma de Nuevo León, México • **Dra. Luciana Coutinho**, Universidad de Do Minh, Portugal • **Dr. Luis F. León Vizcaino**, Waterloo, University, Canadá • **Dr. Luis Teixeira**, Instituto de Mecánica de Fluidos e Ingeniería Ambiental, Uruguay • **Dra. Luisa Paré Ouellet**, Universidad Nacional Autónoma de México • **Dr. Manuel Contijoch Escontria**, consultor • **Dr. Marcos von Sperling**, Universidad Federal de Minas Gerais, Brasil • **Dra. María Claudia Campos Pinilla**, Pontificia Universidad Javeriana, Colombia • **Dra. María Rafaela De Saldanha Matos**, Laboratorio Nacional de Ingeniería Civil, Portugal • **Dra. María Teresa Oré**, Pontificia Universidad Católica del Perú • **Dra. María Victoria Vélez Otálvaro**, Universidad Nacional de Colombia • **M.I. Mercedes Esperanza Ramírez Camperos**, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua • **Dr. Michel M. Rosengaus Moshinsky**, consultor, México • **Dr. Miguel A. Medina**, Duke University, EUA • **Dr. Moisés Berezowsky Verduzco**, Universidad Nacional Autónoma de México • **Dr. Omar A. Miranda**, Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, Argentina • **Dr. Oscar L. Palacios Vélez**, Colegio de Postgraduados • **Dra. Natalia Uribe Pando**, Water Lex, Suiza • **Dr. Óscar F. Ibáñez Hernández**, Universidad Autónoma de Ciudad Juárez, México • **Dr. Paulo Salles Alfonso de Almeida**, Universidad Nacional Autónoma de México • **Dr. Rafael Val Segura**, Sistema de Aguas de la Ciudad de México • **Dr. Rafael Pardo Gómez**, Instituto Superior Politécnico • **Dr. Ramón Domínguez Mora**, Universidad Nacional Autónoma de México • **Dr. Ramón Fuentes Aguilar**, Instituto de Innovación en Minería y Metalurgia, Chile • **Dr. Ramón Ma. Gutiérrez Serret**, Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, España • **Ing. Raquel Duque**, Asociación Internacional de Ingeniería e Investigaciones Hidráulicas, Colombia • **Dr. Raúl Antonio Lopardo**, Instituto Nacional del Agua, Argentina • **Dr. Rodolfo Silva Casarín**, Universidad Nacional Autónoma de México • **Dr. Serge Léonard Tamari Wagner**, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua • **Dr. Simón González Martínez**, Universidad Nacional Autónoma de México • **Dr. Tomás Martínez Saldaña**, Colegio de Postgraduados, México • **Dr. Víctor Hugo Alcocer Yamanaka**, consultor • **Dra. Ximena Vargas Mesa**, Universidad de Chile •



Contenido

Artículos (originales)

Articles (original)

Marco conceptual y metodológico del riesgo por sequía y sus componentes: amenaza, exposición y vulnerabilidad
Heidy Viviana Castellano-Bahena
David Ortega-Gaucin

Peligro por inundación durante el huracán Stan en la cuenca del río Vicente Guerrero, Siltepec, Chiapas, México
Rodrigo Roblero-Hidalgo
Jesús Chávez-Morales
Laura Alicia Ibáñez-Castillo
Oscar L. Palacios-Vélez

Simulación hidrológica de la cuenca del río Laja con el modelo WEAP
Claudia Molina Sánchez
Jesús Chávez-Morales
Oscar Luis Palacios-Vélez
Laura Alicia Ibáñez-Castillo

Instrumentación hidráulica y su aplicación a las ecuaciones de Nikuradse y Prandtl-Von Kármán, para la estimación de la rugosidad compuesta en túneles de desvío. Caso de estudio: río Grijalva
Ana Alicia Palacios-Fonseca
Humberto Marengo-Mogollón

Evaluación de la contracción y expansión de cuerpos hídricos lénticos bajo la influencia del fenómeno ENSO (caso de estudio. Departamento de Córdoba, Colombia)
Yulia Ivanova
Elsa Adriana Cárdenas
Camilo Andrés Celis-Lópera
Daniela Fernanda Vargas-Guerrero

Análisis de frecuencias de crecientes basado en una distribución GVE mixta con límite superior en la Región Hidrológica No. 10 (Sinaloa), México
Daniel Francisco Campos-Aranda



Contents

Artículos (traducción)

Articles (translation)

The conceptual and methodological framework of drought risk and its components: Hazard, exposure and vulnerability 1
Heidy Viviana Castellano-Bahena
David Ortega-Gaucin

Danger from flooding during Hurricane Stan in the Vicente Guerrero River basin, Siltepec, Chiapas, Mexico 85
Rodrigo Roblero-Hidalgo
Jesús Chávez-Morales
Laura Alicia Ibáñez-Castillo
Oscar L. Palacios-Vélez

Hydrological simulation of the Laja River basin with the WEAP model 136
Claudia Molina Sánchez
Jesús Chávez-Morales
Oscar Luis Palacios-Vélez
Laura Alicia Ibáñez-Castillo

Hydraulic instrumentation and its application to the Nikuradse and Prandtl-Von Kármán, equations for the estimation of composite roughness in diversion tunnels Case study: Grijalva River 175
Ana Alicia Palacios-Fonseca
Humberto Marengo-Mogollón

Evaluation of the contraction and expansion of lentic watersystems under the influence of the ENSO phenomenon (case study. Department of Córdoba, Colombia) 246
Yulia Ivanova
Elsa Adriana Cárdenas
Camilo Andrés Celis-Lópera
Daniela Fernanda Vargas-Guerrero

Flood frequency analysis based on a mixed GEV distribution with upper limit applied to the Hydrological Region No. 10 (Sinaloa), Mexico 289
Daniel Francisco Campos-Aranda

Estimación de la distribución espacio temporal de la recarga de agua subterránea en regiones húmedas con clima tropical	<i>Estimation of spatiotemporal groundwater recharge distribution in humid regions with tropical climate</i>	340
<i>Marcia Lizeth Barrera-de-Calderón</i>	Marcia Lizeth Barrera-de-Calderón	
<i>Jaime Garfias</i>	Jaime Garfias	
<i>Richard Martel</i>	Richard Martel	
<i>Javier Salas-García</i>	Javier Salas-García	
Políticas de operación óptima por medio de cómputo evolutivo y algoritmo gradiente reducido generalizado: Presa Cointzio, Michoacán, México	<i>Obtaining optimal operation rules by means of evolutionary computation and GRG algorithms: Cointzio Dam, Michoacán, Mexico</i>	405
<i>Luis Daniel Padilla-Morales</i>	Luis Daniel Padilla-Morales	
<i>Maritza Liliana Arganis-Juárez</i>	Maritza Liliana Arganis-Juárez	
<i>Rosalva Mendoza-Ramírez</i>	Rosalva Mendoza-Ramírez	
<i>Ramón Domínguez-Mora</i>	Ramón Domínguez-Mora	
<i>Eliseo Carrizosa-Elizondo</i>	Eliseo Carrizosa-Elizondo	
<i>Josué Rojas-Flores</i>	Josué Rojas-Flores	
<i>Aníbal Sol-Benítez</i>	Aníbal Sol-Benítez	
Stability regions for an explicit numerical solution of the one-dimensional Richards equation applied to water soil infiltration	<i>Regiones de estabilidad para una solución numérica explícita de la ecuación de Richards unidimensional aplicada a la infiltración de agua en suelos</i>	449
<i>H. Alejandro Pedrozo</i>	H. Alejandro Pedrozo	
<i>Mario R. Rosenberger</i>	Mario R. Rosenberger	
<i>Carlos E. Schvezov</i>	Carlos E. Schvezov	

Notas (originales)

Notes (original)

Notas (traducción)

Notes (translation)

Water stable isotopes ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) in the Yucatán Peninsula, Mexico	<i>Isótopos estables del agua ($\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$) en la península de Yucatán, México</i>	502
<i>Eduardo Cejudo</i>	Eduardo Cejudo	
<i>Gilberto Acosta-González</i>	Gilberto Acosta-González	
<i>Rosa María Leal-Bautista</i>	Rosa María Leal-Bautista	
<i>Héctor Estrada-Medina</i>	Héctor Estrada-Medina	

**Marco conceptual y metodológico del riesgo por sequía
y sus componentes: amenaza, exposición y
vulnerabilidad**

**The conceptual and methodological framework of
drought risk and its components: Hazard, exposure and
vulnerability**

Heidy Viviana Castellano-Bahena¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1387-516X>

David Ortega-Gaucin², ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-5336-7442>

¹Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Jiutepec, Morelos, México,
heidyviv78@gmail.com

²Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Jiutepec, Morelos, México,
dortega@tlaloc.imta.mx

Autor para correspondencia: David Ortega-Gaucin,
dortega@tlaloc.imta.mx

Resumen

La reducción del riesgo de sequía y sus impactos directos e indirectos ha cobrado relevancia mundial durante las últimas décadas. En este trabajo se presenta una revisión de las herramientas conceptuales y metodológicas básicas para analizar el riesgo por sequía en un sistema determinado. Se describen los componentes fundamentales del riesgo, concebido principalmente como una función de la amenaza (o peligro específico, que en este caso es el fenómeno de la sequía); la exposición (personas, propiedades, medios de vida y sistemas que están sujetos a daños y pérdidas potenciales debido al peligro), y la vulnerabilidad (representada por las condiciones socioeconómicas y ambientales del sistema que lo hacen susceptible de sufrir daños). Se explican los conceptos y definiciones asociados con estos componentes, y se presentan los métodos y modelos matemáticos más usuales para calcularlos. Se concluye que, dada la gran diversidad de enfoques, conceptos y métodos para determinar el riesgo por sequía, queda a criterio del investigador o evaluador la selección del más apropiado en función del enfoque adoptado, la información disponible, y el contexto u objetivo de la investigación.

Palabras clave: gestión del riesgo, fenómenos extremos, sequía, cambio climático, vulnerabilidad, capacidad de adaptación.

Abstract

Drought risk reduction and its direct and indirect impacts have gained worldwide relevance during the last decades. This paper presents a review

of the basic conceptual and methodological tools to analyze the drought risk in a given system. The fundamental components of risk are described, conceived primarily as a function of hazard (or specific danger, which in this case is the drought phenomenon); exposure (people, property, livelihoods, and systems that are subject to potential damage and loss due to hazard), and vulnerability (represented by the socio-economic and environmental conditions of the system that make it susceptible to suffering damage). The concepts and definitions associated with these components are explained and the most usual mathematical methods and models for calculating them are presented. It is concluded that, given the great diversity of approaches, concepts, and methods to determine drought risk, it is at the discretion of the researcher or evaluator the selection of the most appropriate depending on the approach adopted, the information available, and the objective or investigation context.

Keywords: Risk management, extreme phenomena, drought, climate change, vulnerability, adaptive capacity.

Recibido: 25/02/2020

Aceptado: 13/02/2021

Introducción

En décadas recientes, los desastres provocados por fenómenos naturales han aumentado en el mundo como resultado principalmente del incremento en la vulnerabilidad de la población, y sólo en parte por cambios en las características del peligro mismo (IPCC, 2012). La mayor exposición de la población a fenómenos hidrometeorológicos y climáticos extremos ha resultado en mayor número de desastres. Por ello, el impacto de los desastres en las actividades humanas ha sido un tema tratado en los últimos años en un amplio número de publicaciones, las cuales han sido desarrolladas desde diversas disciplinas que han conceptualizado las componentes del riesgo en formas diferentes, aunque en la mayoría de los casos de una manera similar (p. ej., UNDR0, 1979; Cardona, 1985; Cardona, 2001; Schneiderbauer & Ehrlich, 2004; Davis, 2004; Jordaan, 2006; Burg, 2008). En términos generales, la mayoría de las propuestas conceptuales coinciden en señalar que el riesgo ante los desastres puede reducirse si se entiende como el resultado de relacionar la amenaza o peligro, es decir, la probabilidad de ocurrencia de un evento específico, y la vulnerabilidad de los elementos expuestos, o factor interno de selectividad de la severidad de los efectos sobre dichos elementos (Figura 1a). Algunos trabajos relacionados con esta concepción del riesgo son, por ejemplo, los realizados por Yen (1971); Cardona (1985); Cardona (1993); Blaikie, Cannon, Davis y Wisner (1994); Wisner, Blaikie, Cannon y Davis (2003), y Tsakiris (2007). Esta concepción del riesgo ha sufrido algunos cambios, pues, por ejemplo, en el quinto informe de evaluación del Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC, 2014) se determinó que los riesgos del cambio climático provienen

del solapamiento entre la vulnerabilidad (falta de preparación), la exposición (personas o bienes en situación de riesgo), y los peligros (que desencadenan fenómenos o tendencias climáticas), como se muestra en la Figura 1b.

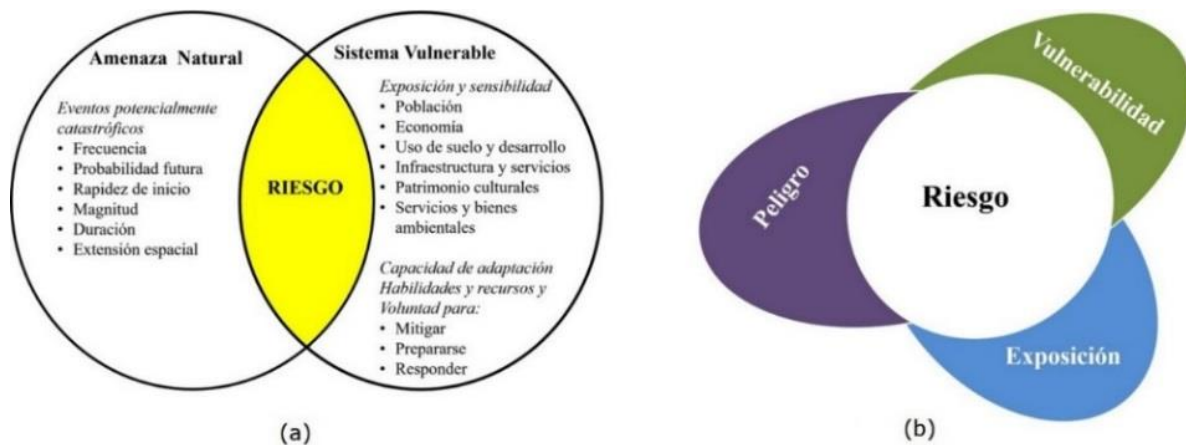


Figura 1. a) Interacción del riesgo con la amenaza y la vulnerabilidad; b) interacción del riesgo con la amenaza (peligro), la vulnerabilidad y la exposición. Fuente: adaptada Wood (2011) e IPCC (2014).

Cada uno de los componentes mencionados puede ser objeto de medidas selectivas que contribuyan a reducir los riesgos (Ortega-Gaucin, López, & Arreguín, 2016). Existen algunos trabajos que describen conceptual y metodológicamente la interacción de los componentes del riesgo (sin centrarse en el análisis de una amenaza o peligro específico), como son los realizados por Cardona (1993), Blaikie *et al.* (1994), Hoddinott y Quisumbing (2003), BID (2003), Schneiderbauer y Ehrlich (2004), Jordaan (2006), Tsakiris

(2007), Birkmann (2007), y Welle y Birkmann (2015), entre otros. Sin embargo, hablando específicamente del riesgo por sequía, encontramos que la revisión de modelos matemáticos para calcularlo es limitada, pues por lo general las investigaciones se centran en el análisis de sólo un componente del riesgo, ya sea la amenaza o la vulnerabilidad, sin abordar teórica ni metodológicamente la interacción entre ambas variables. Algunos de estos trabajos son los realizados por Gibbs, Maher y John (1967); Bergaoui y Alouini (2001); Bhuiyan (2004); Boken (2005); Narasimhan y Srinivasan (2005); Velasco, Ochoa y Gutiérrez (2005); Chandrasekar, Sai, Roy, Jayaraman y Krishnamoorthy (2009), y Tsakiris *et al.* (2013). En este contexto, el presente artículo tiene como objetivo hacer una revisión y describir conceptual y metodológicamente las maneras más usuales para evaluar la amenaza, exposición, vulnerabilidad y riesgo de sequía. Así, la aportación del trabajo consiste en proporcionar, de manera concisa, un panorama amplio que sirva de base para la evaluación del riesgo ante este peligro natural. En los siguientes apartados se describen a detalle cada uno de los componentes del riesgo: se inicia por la amenaza, donde se presentan los principales conceptos relacionados con el fenómeno de la sequía, como son los tipos de sequía identificados en la literatura, y los métodos más comunes para caracterizar y evaluar la severidad del fenómeno; posteriormente se analiza el tema de la exposición, en el cual se describe el concepto, sus dimensiones fundamentales y los indicadores utilizados para medirla; luego se detalla la

vulnerabilidad, incluyendo las definiciones más usuales, sus componentes, características y métodos para calcularla; después se puntualizan las diferentes definiciones de riesgo y los modelos matemáticos que se utilizan para determinarlo de manera cuantitativa; por último se presentan algunas consideraciones sobre los conceptos analizados y las conclusiones derivadas de la investigación.

Amenaza o peligro hidrometeorológico

La amenaza o peligro hidrometeorológico es un proceso o fenómeno de origen atmosférico, hidrológico u oceanográfico que puede ocasionar la muerte, lesiones u otros impactos a la salud, al igual que daños a la propiedad, la pérdida de medios de sustento y de servicios, trastornos sociales y económicos, o daños ambientales (UNISDR, 2009). Por lo general, la amenaza se estima con información meteorológica o climática histórica, y se representa por la probabilidad de que ocurra un fenómeno meteorológico o climático particular (p. ej., ciclón tropical, lluvia torrencial, sequía, etc.). En este caso, el peligro que nos interesa es el fenómeno de la sequía entendida en su sentido más amplio, es decir, aquella disminución severa y prolongada de la lluvia que es capaz de

provocar graves desequilibrios hidrológicos, y afectar las actividades humanas y los ecosistemas (OMM & GWP, 2006). Así, el peligro por sequía se refiere a la probabilidad de que ocurra un evento de sequía en un espacio y tiempo determinados con suficiente intensidad como para producir daños. Los valores del peligro varían de una región a otra y dependen de las características específicas del fenómeno estudiado (Magaña, 2013). En los siguientes apartados se describen las definiciones y tipos de sequía, sus parámetros y los principales métodos para determinar sus características (duración, magnitud, severidad, extensión espacial, etc.).

Definición y tipos de sequía

La sequía se inicia en su mayoría por precipitación deficiente y es considerada como un fenómeno natural relacionado con la variabilidad climática en una región (Tsakiris *et al.*, 2013). Hay muchas definiciones de sequía, algunas de las cuales están adaptadas para sectores específicos de la economía, regiones climáticas y condiciones que afectan a un área en específico (Wilhite & Glantz, 1985; Correia, Santos, & Rodrigues, 1991; Tate & Gustard, 2000), pero ninguna es universalmente aceptada debido a que se trata de un fenómeno relativo cuyas características varían de un lugar a otro. Hace 36 años, Wilhite y Glantz

(1985) detectaron más de 150 definiciones de sequía publicadas en la literatura, y las clasificaron en cuatro grupos según la disciplina científica desde la que es analizado el fenómeno y sus impactos: sequía meteorológica, sequía agrícola, sequía hidrológica y sequía socioeconómica. Esta clasificación sigue vigente y es ampliamente utilizada en artículos científicos especializados en el tema (p. ej., Bootsma, Boisvert, & Baier, 1996; Barakat & Handoufe, 1998; Wilhite, 2000; Valiente, 2001; Bergaoui & Alouini, 2001; Boken, 2005; Mishra & Singh, 2010). Los primeros tres enfoques o tipos de sequía (meteorológica, agrícola e hidrológica) tratan formas de medir la sequía como un fenómeno físico; el último enfoque (sequía socioeconómica) aborda la sequía en términos de oferta y demanda, rastreando los efectos del déficit de agua a medida que se propaga a través de los sistemas socioeconómicos. La sequía meteorológica se define por lo general en función del grado de disminución de la lluvia en comparación con alguna cantidad "normal" o promedio, y la duración del periodo seco. La sequía agrícola vincula varias características de la sequía meteorológica (o hidrológica) con los impactos agrícolas, centrándose en la escasez de precipitaciones, las diferencias entre la evapotranspiración real y potencial, y los déficits hídricos del suelo. La sequía hidrológica se asocia con los efectos de los periodos de precipitación deficitarios en el suministro de agua superficial o subterránea. La sequía socioeconómica difiere de los tipos de sequía antes mencionados, porque su ocurrencia depende de los procesos de oferta y demanda de agua en un tiempo y espacio determinados. En la Figura 2 se muestra la secuencia de evolución de los diversos tipos de sequía descritos.

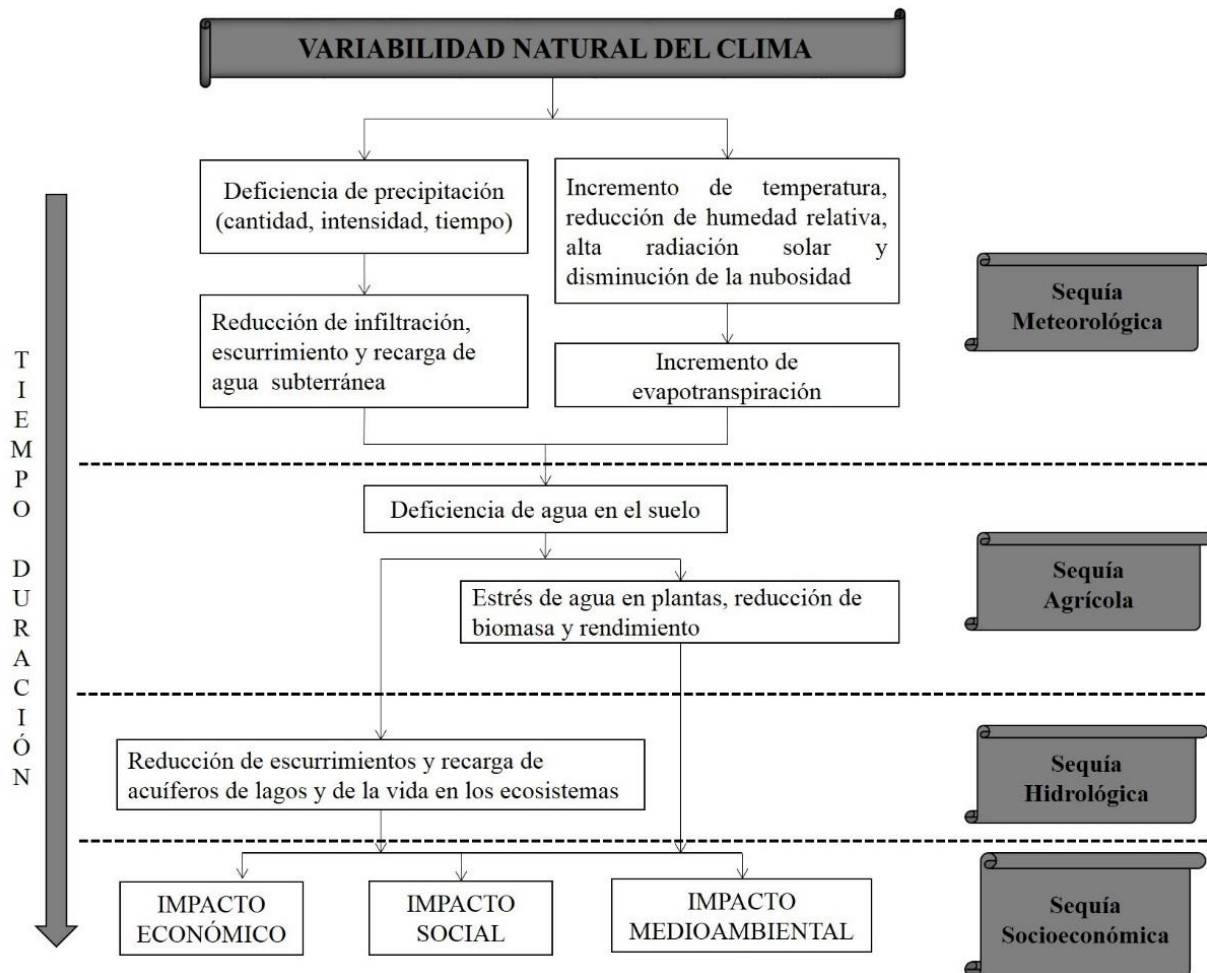


Figura 2. Secuencia de evolución de los diversos tipos de sequía.

Fuente: modificada de NDMC (1995).

Parámetros de la sequía

Las definiciones operativas de los diversos tipos de sequía necesitan ser trasladadas a un formato numérico (parámetros) para poder precisar las características de los eventos secos (Valiente, 2001). Desde los puntos de vista meteorológico e hidrológico, los parámetros básicos de la sequía son (Burton, Kates, & White, 1978; Dracup, Lee, & Paulson, 1980): la magnitud, que es el déficit medio de precipitación o caudal durante el periodo de duración del evento seco; la severidad, que es el déficit acumulado de caudal o precipitación para la duración del periodo seco; la duración, que es el tiempo (número total de días, meses o años consecutivos) durante el cual la precipitación o el caudal totales registrados son inferiores a la precipitación, o el caudal medio de ese mismo periodo. Los parámetros anteriores están en función, entre otros factores, del llamado nivel de truncamiento (X_0), referencia a partir de la cual los valores menores representan una deficiencia y probablemente una sequía, medida en términos de la cantidad de lluvia o escurrimiento (Velasco *et al.*, 2005), como se muestra en la Figura 3.

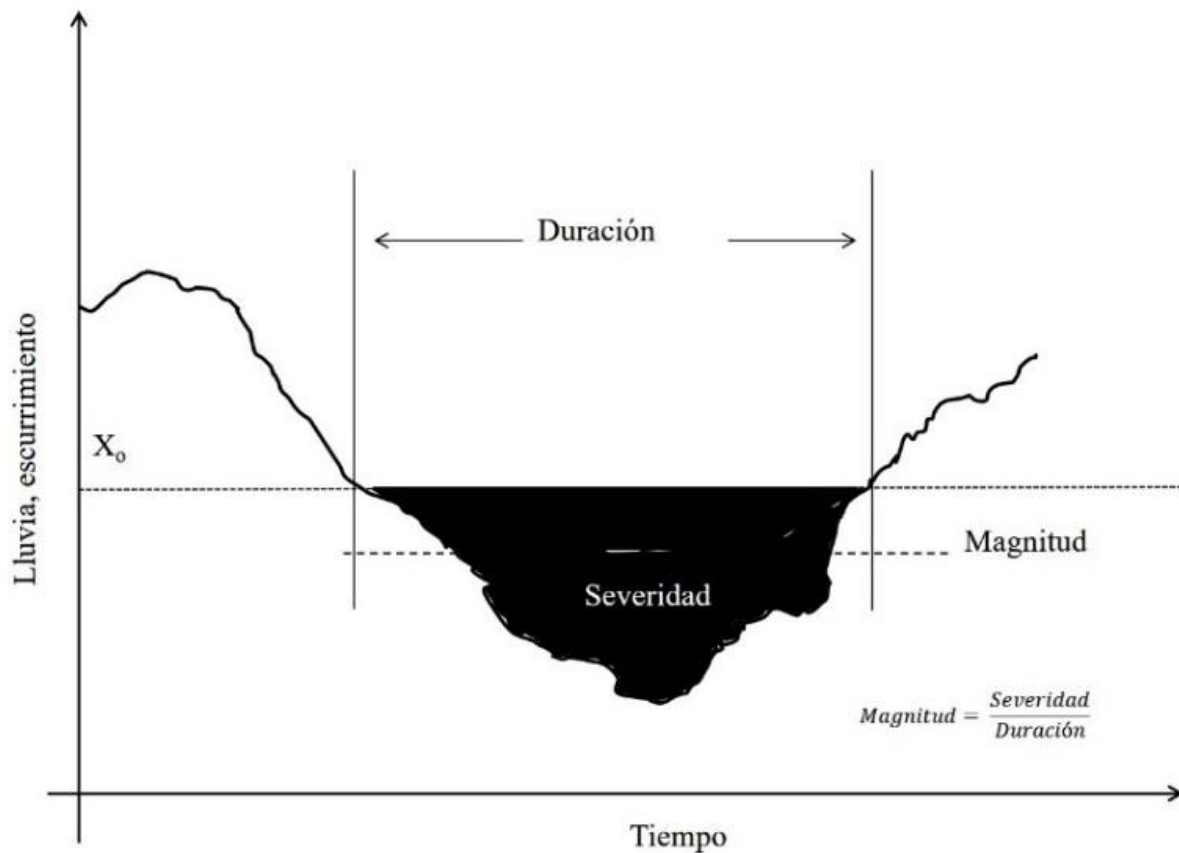


Figura 3. Parámetros básicos para caracterizar la sequía desde las perspectivas meteorológica e hidrológica. Fuente: adaptada de Velasco *et al.* (2005).

Cuando se analiza la sequía desde los puntos de vista agrícola y socioeconómico es difícil determinar sus características sólo a partir de los parámetros descritos anteriormente. Por lo anterior, para cada tipo de sequía se han creado y utilizado una gran diversidad de métodos y modelos de evaluación basados en índices e indicadores, tal como se describe en el siguiente apartado.

Métodos de evaluación de la sequía

Actualmente existe una amplia variedad de indicadores e índices para caracterizar la sequía principalmente desde las perspectivas meteorológica, agrícola e hidrológica, cada uno de los cuales tiene ventajas y desventajas que limitan o favorecen su aplicación en un ámbito determinado (Byun & Wilhite, 1999; Heim, 2002; Hayes, Svoboda, Wall, & Widhalm, 2011). Los *indicadores* son variables o parámetros utilizados para describir las condiciones de las sequías, por ejemplo: precipitación, temperatura, caudales fluviales, niveles de las aguas subterráneas y de los embalses, humedad del suelo, etcétera; y los *índices* suelen ser representaciones numéricas informatizadas de la gravedad de las sequías, determinadas mediante datos climáticos o hidrometeorológicos, entre los que se incluyen los indicadores mencionados, y tienen por objeto analizar el estado cualitativo de las sequías en el entorno en un periodo de tiempo determinado. De la misma forma que no hay una definición única de sequía, no existe ningún índice o indicador que pueda atribuirse y ser aplicado a todos los tipos de sequía, regímenes climáticos y sectores afectados por las sequías (OMM & GWP, 2016).

Desde el punto de vista meteorológico, los indicadores de la sequía están asociados con variables climatológicas como

precipitación, temperatura y evapotranspiración (Wilhite, 2005). Algunos de los índices más comunes para caracterizar la sequía meteorológica incluyen los deciles; el Índice de Anomalía Pluviométrica (RAI); el Índice Estandarizado de Precipitación (SPI); el Índice de Sequía Efectiva (EDI); y el Índice Estandarizado de Precipitación y Evapotranspiración (SPEI). Desde la perspectiva agrícola, los indicadores de la sequía consideran datos de humedad del suelo para detectar situaciones de sequía en los cultivos, y se enfocan en las anomalías de los valores de humedad del suelo con respecto a la estación y ubicación (Wanders, Van-Lanen, & Van-Loon, 2010), por ejemplo, el Índice de Severidad de Sequía de Palmer (PDSI); el Índice de Anomalía de la Humedad del Suelo (SMA); el Índice del Déficit de Evapotranspiración (ETDI); y el Índice del Déficit de Humedad del Suelo (SMDI). Asimismo, existen diversos índices basados en información satelital (teledetección) que identifican el estado de salud de la vegetación, y son útiles para identificar y caracterizar la sequía en la agricultura; algunos de estos índices incluyen el Índice Diferencial Normalizado de Vegetación (NDVI) y el Índice de Salud de la Vegetación (VHI). Por último, desde el punto de vista hidrológico, los indicadores de sequía se refieren a variables del sistema hídrico, como los niveles de las aguas subterráneas, los caudales de los ríos y el almacenamiento de los embalses, principalmente (Wanders *et al.*, 2010). Algunos índices derivados de estos indicadores incluyen el Índice de Sequía Hidrológica de Palmer (PHDI); el Índice de Abastecimiento de las Aguas Superficiales (SWSI); el Índice

Normalizado del Nivel de Agua (SWI); el Índice Normalizado de los Caudales Fluviales (SSFI); el Índice de Sequía de los Caudales Fluviales (SDI), y el Índice Normalizado del Suministro de Embalses (SRSI). En la Tabla 1 se presentan los orígenes, aplicaciones, ventajas y desventajas de cada uno de los índices antes mencionados. Para una descripción más detallada de cada uno de ellos y recomendaciones específicas sobre su uso se sugiere revisar el *Manual de indicadores e índices de sequía* (OMM & GWP, 2016). En dicho manual se menciona, por ejemplo, que en 2009 la OMM recomendó a los países que utilizaran el SPI como principal índice para vigilar y dar seguimiento a las condiciones de sequía meteorológica.

Tabla 1. Características de los índices de sequía comúnmente utilizados.

Tipo de sequía	Índice	Variables de entrada*	Origen y aplicaciones	Ventajas	Desventajas
Meteorológica	Deciles	P	Creado por Gibbs <i>et al.</i> (1967) en la Oficina de Meteorología de Australia. Se puede utilizar donde se tenga el periodo íntegro de registros de precipitación de un lugar (de preferencia más de 30 años), a partir del cual se clasifica la	Puesto que analiza una sola variable, es un método flexible y útil en situaciones de humedad y sequía	No se tienen en cuenta los efectos de la temperatura ni de otras variables durante el desarrollo de la sequía

Tipo de sequía	Índice	Variables de entrada*	Origen y aplicaciones	Ventajas	Desventajas
			frecuencia y distribución de la lluvia		
	RAI	P	Desarrollado por Van-Rooy (1965). Utiliza valores normalizados de la precipitación sobre la base del historial de la estación de un lugar particular. La comparación con el periodo actual sirve para analizar el producto desde el punto de vista histórico	Se puede analizar en escalas mensuales, estacionales y anuales	Requiere datos completos en serie, y las variaciones interanuales deben ser pequeñas en comparación con las variaciones temporales
	SPI	P	Creado por McKee, Doesken y Kleist (1993) en la Universidad del Estado de Colorado (Estados Unidos). Es un índice estandarizado que se puede aplicar en todos los regímenes climáticos y para distintas escalas temporales	Sólo requiere datos mensuales de precipitación, y se puede calcular a distintas escalas temporales, de tal manera que es factible vigilar los efectos de la sequía meteorológica en la agricultura y la hidrología	No tiene en cuenta el componente de la temperatura, que es de importancia para el balance hídrico general y el uso de agua en una región. Este inconveniente puede dificultar la comparación de episodios con valores del SPI similares, pero distintas condiciones térmicas

Tipo de sequía	Índice	Variables de entrada*	Origen y aplicaciones	Ventajas	Desventajas
	EDI	P	Desarrollado por Byun & Wilhite (1999) en el Centro Nacional de Mitigación de la Sequía de Estados Unidos. Sirve para detectar el inicio y final de periodos de déficit hídrico. Se puede calcular en cualquier lugar del mundo en que se disponga de registros diarios de precipitación	Es aplicable a todos los regímenes climáticos y los productos son comparables porque están normalizados	El uso de datos diarios de precipitación puede dificultar el empleo del índice en contextos operativos, pues quizá no sea posible actualizar a diario los datos de entrada
	SPEI	P, T	Creado por Vicente-Serrano, Beguería y López-Moreno (2010) en el Instituto Pirenaico de Ecología (España). Utiliza como base el SPI, pero tiene en cuenta el efecto de la temperatura en las sequías. Se aplica en cualquier parte del mundo donde se tengan registros de series completas de datos mensuales de precipitación y temperatura	Dado que utiliza datos de temperatura, es idóneo para observar el efecto del cambio climático en los productos de los modelos de acuerdo con distintos supuestos futuros	Es necesario disponer de datos mensuales suficientes de precipitación y temperatura. Al tratarse de un índice mensual, es posible que no se detecten inmediatamente las situaciones de sequía que se desarrollan con rapidez
Agrícola	PDSI	P, T, CAD	Desarrollado por Palmer (1968) en la Oficina	Es bastante fiable para detectar sequías gracias	La necesidad de disponer de datos

Tipo de sequía	Índice	Variables de entrada*	Origen y aplicaciones	Ventajas	Desventajas
			<p>Meteorológica de Estados Unidos para evaluar las sequías que afectan a la agricultura en las regiones productoras de cultivos de ese país. Ha sido aplicado y es muy popular en distintas partes del mundo, pues durante muchos años fue el único índice operativo de sequía</p>	<p>a la utilización de datos del suelo y de una metodología del balance hídrico total</p>	<p>completos en serie puede causar problemas. Tiene una escala temporal de nueve meses, aproximadamente, lo que deriva en un desfase al detectar condiciones de sequía sobre la base del componente de humedad del suelo en los cálculos</p>
	SMA	P, T, CAD	<p>Creado por Bergman, Sabol, y Miskus (1988) en el Servicio Meteorológico Nacional de EEUU, como método para evaluar las condiciones mundiales de sequía. Se puede usar donde se tengan datos semanales o mensuales de temperatura y precipitación, así como valores de la capacidad de retención de humedad del suelo</p>	<p>Al tener en cuenta los efectos de la temperatura y la precipitación en la humedad del suelo, comprende los aspectos principales del balance hídrico</p>	<p>Resulta difícil de calcular debido a la necesidad de datos para distintas capas del suelo. Las estimaciones de la evapotranspiración potencial pueden variar de forma considerable en función de la región</p>

Tipo de sequía	Índice	Variables de entrada*	Origen y aplicaciones	Ventajas	Desventajas
	ETDI	Mod	Creado por Narasimhan y Sriniviasan (2005) en la Estación Agrícola Experimental de Texas (Estados Unidos). Es un producto semanal útil para determinar el estrés hídrico de los cultivos. Aplicable donde se tengan datos modelados obtenidos de un modelo hidrológico mediante el modelo SWAT	Analiza tanto la evapotranspiración real como potencial y permite detectar periodos húmedos y secos	La variabilidad espacial del índice aumenta en los meses de verano durante el periodo de mayor evapotranspiración y de precipitación muy variable
	SMDI	Mod	Creado por Narasimhan y Sriniviasan (2005) en la Estación Agrícola Experimental de Texas. Es un producto semanal de la humedad del suelo calculado a distintas profundidades. Aplicable donde se tengan datos modelados obtenidos de un modelo hidrológico mediante el modelo SWAT	Tiene en cuenta el perfil completo del suelo y distintas profundidades, por lo que se puede adaptar a diversos tipos de cultivo	La información necesaria para calcular el índice se basa en el producto del modelo SWAT (instrumento de evaluación del suelo y el agua). Hay problemas de autocorrelación cuando se utilizan todas las profundidades
	NDVI	Sat	Desarrollado por Tarpley, Schneider y Money (1984), y Kogan (1995) en la	Innovador, dado que utiliza datos satelitales para vigilar la salud de	El procesamiento de datos es esencial para el índice, fase para la

Tipo de sequía	Índice	VARIABLES de entrada*	Origen y aplicaciones	Ventajas	Desventajas
			Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) de Estados Unidos. Utiliza datos obtenidos del satélite AVHRR de la NOAA. Aplicable para vigilar las sequías agrícolas en todo el mundo	la vegetación en relación con los episodios de sequía. Resolución muy alta y excelente cobertura espacial	cual es necesario contar con un sistema sólido. El historial de los datos satelitales no es muy amplio
	VHI	Sat	Creado por Kogan (1990) en la NOAA. Es un derivado del índice NDVI que utiliza datos del satélite AVHRR. Se usa para detectar y vigilar las sequías que afectan la agricultura en todo el mundo	Tiene cobertura en todo el mundo y alta resolución	El periodo de registro de los datos satelitales es corto
Hidrológica	PHDI	P, T, CAD	Parte del conjunto de índices creados por Palmer (1965) en la Oficina Meteorológica de Estados Unidos. Se basa en el PDSI original y modificado para tener en cuenta la sequía de larga duración que influirá en las componentes hidrológicas	Su método de balance hídrico permite analizar el sistema hídrico en su integridad	En los cálculos no se tiene en cuenta el influjo humano, como las decisiones de gestión y el riego

Tipo de sequía	Índice	Variables de entrada*	Origen y aplicaciones	Ventajas	Desventajas
	SWSI	P, CF, EM, MN	Creado por Shafer y Dezman (1982) para solucionar directamente varias de las limitaciones detectadas en el PDSI. Incorpora datos de abastecimiento de agua (fusión de la nieve, escorrentía, embalses) y se calcula para una cuenca	Al tener en cuenta todos los recursos hídricos de una cuenca proporciona un buen indicio de la salud hidrológica general de una cuenca o región concreta	Al cambiar las fuentes de datos se tiene que recalcular el índice completo, lo que dificulta la elaboración de una serie cronológica homogénea. Puesto que los cálculos pueden variar entre cuencas es complicado comparar cuencas o regiones homogéneas
	SWI	AS	Creado por Bhuiyan (2004) en el Instituto de Tecnología de India como instrumento para evaluar los déficits de recarga del agua subterránea. Se utiliza donde se tengan datos de los niveles de los pozos	Analiza el efecto de la sequía en el agua subterránea, que es un componente esencial del abastecimiento de agua para usos agrícolas y municipales	Dado que no toma en cuenta las aguas superficiales, es posible que la interpolación entre puntos (datos de los pozos de agua subterránea) no sea representativa de la región o el régimen climático
	SSFI	CF	Creado originalmente por Modarres (2007). Utiliza valores mensuales de los caudales fluviales y los métodos de normalización	Examina el efecto de la sequía en los caudales fluviales, componente esencial para el abastecimiento de agua	Sólo representa los caudales fluviales en el contexto del seguimiento de sequías

Tipo de sequía	Índice	Variables de entrada*	Origen y aplicaciones	Ventajas	Desventajas
			asociados al SPI. Se puede aplicar donde se tengan registros diarios o mensuales de los caudales fluviales	a los embalses y los distintos usos	sin que se analicen otros factores
	SDI	CF	Desarrollado por Nalbantis y Tsakiris (2008) en Grecia, con base en la metodología y los cálculos del SPI. Permite analizar los periodos húmedos y secos, de manera similar al SPI, pero a partir de datos mensuales de caudales fluviales. Se requiere contar con una serie histórica de caudales y del limnómetro.	Permite analizar el efecto de la sequía en los caudales fluviales a distintas escalas temporales	No toma en cuenta las decisiones de gestión de las aguas superficiales, y los periodos sin caudal pueden distorsionar los resultados
	SRSI	CF, EM	Creado por Gusyev, Hasegawa, Magome, Kuribayashi y Lee (2015) en Japón como método sistemático para analizar los datos de los embalses en condiciones de sequía. Se utiliza donde se tengan registros mensuales de caudales que ingresan a los	Tiene en cuenta el total del caudal afluente y almacenamiento asociados con cualquier sistema de embalses en concreto, y ofrece información útil a los responsables del abastecimiento de agua y proveedores de riego	No tiene en cuenta los cambios ocasionados por la gestión del embalse ni las pérdidas causadas por evaporación

Tipo de sequía	Índice	Variables de entrada*	Origen y aplicaciones	Ventajas	Desventajas
			embalses y volúmenes medios de almacenamiento		

*Leyenda de las variables: AS = aguas subterráneas; CAD = contenido de agua disponible; CF = caudales fluviales; EM = embalse; MN = manto de nieve; Mod = modelado; P = precipitación; Sat = información satelital; T = temperatura. Fuente: elaboración propia a partir de OMM y GWP (2016).

En años recientes, debido a la gran relevancia y contribución que han tenido los métodos basados en inteligencia artificial en la modelización y predicción de los procesos hidrológicos y climáticos (Ardabili, Mosavi, Dehghani, & Varkonyi-Koczy, 2019), las técnicas de aprendizaje automático (mejor conocidas como *learning machine*) han sido utilizadas en combinación con algunos de los índices de sequía descritos arriba para la evaluación, monitoreo y pronóstico de la sequía. Por ejemplo, Rhee e Im (2017) desarrollaron un modelo de pronóstico de sequía de alta resolución en Corea del Sur usando la técnica de los árboles extremadamente aleatorios y los índices SPI y SPEI; por su parte, Deo y Sahin (2015) aplicaron el algoritmo del aprendizaje automático extremo para la predicción del índice EDI en Australia; Park, Im, Jang y Rhee (2015) utilizaron tres enfoques de aprendizaje automático (bosque aleatorio, árboles de regresión potenciados y cubista), en conjunto con los índices SPI y NDVI, para realizar la evaluación y seguimiento de la sequía meteorológica y agrícola en Estados Unidos; Feng,

Wang, Liu y Yu (2019) adoptaron tres métodos avanzados de aprendizaje automático (bosque aleatorio con corrección de sesgo, máquina de vectores de soporte y redes neuronales), en combinación con el índice SPEI para mejorar las predicciones de la sequía agrícola en el sureste de Australia; y Zhang, Chen, Xu y Ou (2019) utilizaron el método de redes neuronales artificiales y el índice SPEI para predecir sequías meteorológicas en la provincia de Shaanxi, China, entre muchas otras investigaciones.

Sin embargo, es importante mencionar que a pesar de la gran utilidad de los índices de sequía para realizar el monitoreo, evaluación y pronóstico del fenómeno (desde las perspectivas meteorológica, agrícola e hidrológica), ninguno de ellos es válido para evaluar el impacto socioeconómico de las sequías. La evaluación de este impacto es considerada por algunos expertos como un problema no resuelto y, hasta cierto punto, como una misión imposible (Marcos, 2001). Ello se debe sobre todo a que el fenómeno de la sequía provoca una compleja e intrincada red de efectos económicos, sociales y ambientales, que se acumulan de manera gradual y que pueden permanecer incluso años después de la terminación del evento (Ortega-Gaucin, 2012a); además, la información generada en torno al fenómeno por lo general es poca y dispersa, lo cual obstaculiza la realización de cálculos exactos, confiables y oportunos de sus efectos y de la gravedad de los mismos y, en última instancia, impide o limita en gran manera la formulación de planes de contingencia por la mayoría de los gobiernos de los países afectados (Wilhite, 2000). Entonces, por la

naturaleza misma del fenómeno, no existe una respuesta única y definitiva a la pregunta ¿Cuál es el impacto socioeconómico de una sequía? Los impactos totales y sectoriales dependerán de la duración y extensión territorial del fenómeno; de la cuantía de la reducción en la disponibilidad de agua (Ortega-Gaucin, 2012b); así como de las condiciones económicas tanto estructurales como coyunturales, incluyendo la etapa de desarrollo y los precios de los cultivos afectados (Sisto, Guajardo-Quiroga, & Aguilar-Barajas, 2011), entre otras variables. Los impactos de la insuficiencia del agua se traducen en menor producción e ingreso, pues los volúmenes disponibles durante el periodo de sequía no alcanzan para satisfacer la demanda de agua en condiciones normales. Así, la evaluación de la sequía en términos económicos se hace principalmente con base en conceptos como: productividad, ingreso, eficiencia, desempleo, etcétera (Sisto *et al.*, 2011). Para el sector agropecuario, los análisis económicos en términos de superficies cosechadas y siniestradas, volumen de la producción, valor de la producción, cabezas de ganado perdidas, entre otros elementos, proporcionan indicadores de impacto de la sequía y reflejan, quizá mejor que en los otros sectores, que el déficit hídrico tiene severos efectos negativos en un ámbito totalmente dependiente del recurso (Velasco, 2002; Ortega-Gaucin, 2012a; Ortega-Gaucin, 2012b).

Sin embargo, para gestionar el riesgo de sequía de manera efectiva es importante comprender los posibles impactos, aunque sea en términos relativos, e identificar quién estará en riesgo y por

qué. Por ello, evaluar el peligro, exposición, vulnerabilidad y riesgo implica en cierto sentido la predicción de la gravedad y el alcance de la amenaza, así como sus posibles efectos en la economía y la sociedad, a la vez que permite a los tomadores de decisiones diseñar medidas para prevenir y mitigar los impactos (Ortega-Gaucin & Velasco, 2015). De ahí la importancia de hacer análisis y evaluaciones de estas variables.

Exposición a la sequía

El IPCC (2014) define la exposición como la presencia de personas, propiedades, medios de vida y sistemas que están sujetos a daños y pérdidas potenciales debido al peligro. En los últimos años, la mayor exposición de la población a fenómenos meteorológicos extremos ha resultado en mayor número de desastres. La exposición es un factor que genera vulnerabilidad, de tal forma que si no hay exposición a un fenómeno específico no existe riesgo (Magaña, 2013). En el contexto de una sequía meteorológica y agrícola, por ejemplo, la exposición incluye a los cultivos de temporal, así como a los agricultores y ganaderos que trabajan en este sector, quienes están expuestos a perder su fuente de trabajo, alimentación e ingreso económico (Ortega-Gaucin, De-la-Cruz-

Bartolón, & Castellano-Bahena, 2018a); en el caso de una sequía hidrológica, incluye a todos los usuarios de aguas superficiales y subterráneas, como son los distritos y unidades de riego, las hidroeléctricas, los usuarios públicos urbanos e industriales, y todas las personas del medio rural que carecen de agua suficiente para desarrollar sus actividades cotidianas.

Características que influyen en la evaluación de la exposición

De acuerdo con el estudio realizado por el Banco Interamericano de Desarrollo (Cardona, 2005), los indicadores que cumplen mejor la función de medir la exposición y/o susceptibilidad física ante cualquier tipo de desastre son los que reflejan población susceptible, activos, inversiones, producción, medios de sustento, patrimonios esenciales y actividades humanas; también pueden considerarse como indicadores de este tipo los que reflejan tasas de crecimiento y densidad poblacional. Según Füssel (2005), en las evaluaciones de exposición relacionadas con el clima se deben tomar en cuenta las características o factores del sistema expuesto; el tipo y número de factores de estrés y sus causas principales; sus efectos en el sistema, y el horizonte temporal de la evaluación, tal como se indica en la Tabla 2.

Tabla 2. Dimensiones fundamentales que describen la situación de la exposición.

Dimensión o Característica	Pregunta	Opciones posibles
Sistema/método	¿Quién o qué está expuesto?	Una comunidad, una región geográfica, un sector económico, un sistema natural
Peligro (o amenazas o factores de estrés)	¿Expuesto a qué?	El cambio climático antrópico, variabilidad natural del clima, la composición atmosférica, otros factores no climáticos
Las consecuencias (o efectos o atributos valorados o variables de interés)	¿Qué está en riesgo?	Viabilidad de los ecosistemas, la seguridad alimentaria, la salud humana, los bienes económicos, otros bienes y servicios valorados
Escala temporal y espacial	¿Qué horizonte de tiempo?	Meses, años, décadas, siglos
	¿Qué región?	Estado, municipio, cuenca, región hidrológica, país, continente

Fuente: elaboración propia a partir de Füssel (2005).

Se ha demostrado que la exposición a la sequía aumenta la pobreza (Carter, Little, Mogues, & Negatu, 2007; Dercon, 2004). El impacto del riesgo de desastre en la pobreza se produce de forma visible (las pérdidas cuando se produce un desastre), así como a través de lo menos obvio: los hogares expuestos al riesgo meteorológico reducen la inversión en activos productivos, y al seleccionar actividades de bajo riesgo y bajo rendimiento (Cole *et al.*, 2013; Elbers, Gunning, & Kinsey, 2007). Este vínculo de la exposición a la pobreza ante los peligros naturales puede crear un bucle de retroalimentación, en el que los hogares pobres no tienen más remedio que establecerse en zonas de riesgo y, por lo tanto, se enfrentan a mayores desafíos para escapar de la pobreza (Winsemius *et al.*, 2018).

Métodos para calcular la exposición

Para evaluar la exposición a la sequía, los métodos basados en indicadores socioeconómicos y ambientales son los más ampliamente utilizados; tales indicadores por lo general se combinan entre sí para generar índices compuestos que son representativos de los diferentes grados de exposición (Hagenlocher *et al.*, 2019). Dicho enfoque metodológico contribuye a una mejor comprensión de la multidimensionalidad de esta

variable, lo cual es especialmente útil para los procesos de toma de decisiones encaminadas a la gestión del riesgo.

Modelos matemáticos

Algunos trabajos consideran la exposición como una componente de la vulnerabilidad (Burg, 2008; Ortega-Gaucin *et al.*, 2018a; Ortega-Gaucin, De-la-Cruz-Bartolón, & Castellano-Bahena, 2018b; Fontaine & Steinemann, 2009) y se basan en la definición de vulnerabilidad del IPCC (2001). Sin embargo, en otras investigaciones se contempla la exposición a la sequía de manera independiente a la vulnerabilidad como una componente del riesgo (Carrao, Naumann, & Barbosa, 2016; Frischen, Meza, Rupp, Wietler, & Hagenlocher, 2020; Ortega-Gaucin, Ceballos-Tavares, Ordoñez, & Castellano-Bahena, 2021) con base en el concepto de riesgo del IPCC (2014). Pero independientemente del marco conceptual adoptado, se han propuesto diversos modelos matemáticos para calcular la exposición. Peduzzi, Dao, Herold y Mouton (2009) presentan un modelo de factores que influyen en los niveles de pérdidas humanas por peligros naturales a escala mundial para el periodo 1980-2000, cuyo objetivo es monitorear la evolución del riesgo; la combinación de la frecuencia promedio anual de peligros y las poblaciones expuestas proporciona la exposición física. Welle y Birkmann (2015) proporcionan

un nuevo enfoque para evaluar el riesgo frente a los peligros naturales a escala de país. Carrao *et al.* (2016) proponen un modelo no compensatorio de la exposición a la sequía para estimar las pérdidas potenciales de diferentes tipos de desastres por sequía. Winsemius *et al.* (2018) investigan la exposición global de las personas pobres frente a las inundaciones y sequías en 52 países. Ahmadalipour, Moradkhani, Castelletti y Magliocca (2019) evalúan el riesgo de sequía a nivel nacional en África. Ortega-Gaucin *et al.* (2021) determinan el riesgo de sequía agrícola en Zacatecas, México. En la Tabla 3 se presentan los modelos matemáticos que utilizan los autores mencionados para calcular la exposición.

Tabla 3. Modelos matemáticos más usuales para calcular la exposición.

Autor	Fórmula	Descripción
Peduzzi <i>et al.</i> (2009)	$PhExp = \sum_i^n F Pop_i$	Donde <i>PhExp</i> es la exposición física promedio anual para la unidad espacial (población expuesta/año); <i>F</i> , la frecuencia anual de un evento de magnitud dada (evento/año); <i>Pop_i</i> , la población total que vive en la unidad espacial para cada evento "i" (población expuesta/evento); <i>n</i> , el número de eventos considerados
	$PhExp = \sum \frac{Pop_i}{Y_n}$	Donde <i>PhExp</i> es la exposición física media anual para la unidad espacial (población expuesta/año); <i>Pop_i</i> , la población que vive en el área afectada para cada evento "i" (población expuesta/evento); <i>Y_n</i> , el periodo de tiempo (año)
Welle y Birkmann (2015)	$Exp = \frac{A + B + C + (0.5 * D + E)}{N}$	Donde <i>Exp</i> es la exposición; <i>A</i> , las personas expuestas a terremotos; <i>B</i> , las personas expuestas a tormentas; <i>C</i> , las personas expuestas a inundaciones; <i>D</i> , las personas

		expuestas a sequías; E , las personas expuestas al aumento del nivel del mar; N , el número de población
Carrao <i>et al.</i> (2016)	$de_i = \overline{OR}_i / \overline{OR}'_i$	Donde de_i es la exposición a la sequía; \overline{OR}_i , la distancia multivariante entre el origen y los valores reales de los indicadores observados para la región i ; \overline{OR}'_i , la distancia entre el origen y los valores regionales proyectados en la frontera de máxima exposición
Winsemius <i>et al.</i> (2018)	$I_p = \frac{f_p}{f} - 1$,	Donde I_p es el sesgo de exposición a la pobreza (PEB); f_p y f , la fracción de personas expuestas a inundaciones/sequías en el país, respectivamente
Ahmadalipour <i>et al.</i> (2019)	$Exp = \frac{Exposición_{fut;p}}{Exposición_{hist}}$	Donde Exp es la exposición; $hist$ y fut indican periodos históricos y futuros; y p , escenarios de población (baja, media y alta)
Ortega-Gaucin <i>et al.</i> (2021)	$DEI = \sum_{i=1}^n X_i W_i$	Donde DEI es el índice de exposición a la sequía; X_i , el valor normalizado del indicador i ; W_i , el peso del indicador normalizado i ; n , el número de indicadores de exposición a la sequía

Fuente: elaboración propia.

Para que un índice de exposición a la sequía sea de fácil uso y procesamiento, su formulación se debe basar en un número menor de indicadores que reflejen aspectos relevantes y orientadores del tipo de acción que se requiere llevar a cabo por los tomadores de decisiones. Este conjunto de indicadores por sí solos y, sobre todo, desagregados en lo local podrían facilitar la identificación y orientación de las acciones que se deben promover, fortalecer o priorizar para lograr un mayor nivel de seguridad frente

al peligro. Así, de todos los indicadores posibles, hay que seleccionar un número reducido de ellos con base en la disponibilidad de datos a juicio personal o por investigación previa (Ortega-Gaucin *et al.*, 2018b; Ortega-Gaucin *et al.*, 2021).

Vulnerabilidad ante la sequía

Las evaluaciones de vulnerabilidad ante la sequía son el primer paso en la identificación de las causas subyacentes que generan los impactos de las mismas (González, Urquijo, Blauhut, Villarroya, & De-Stefano, 2016). La vulnerabilidad ante una sequía es compleja, por lo que es necesario comprenderla para así poder diseñar estrategias de preparación y mitigación, al igual que políticas y programas de ayuda (Patrick, 2003). A continuación se describen los conceptos y los aspectos metodológicos más utilizados para hacer una evaluación de vulnerabilidad ante la sequía (Figura 4).

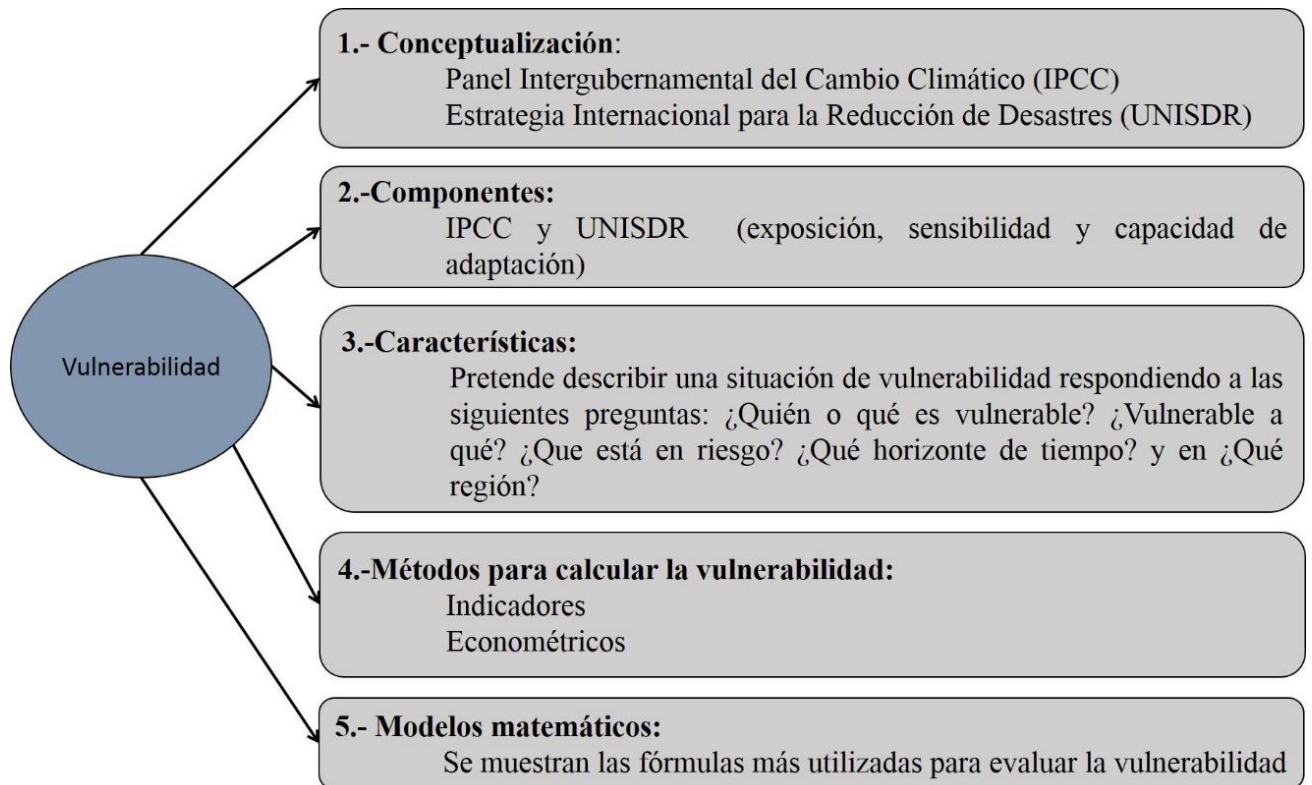


Figura 4. Diagrama metodológico para evaluar la vulnerabilidad ante la sequía. Fuente: elaboración propia.

Conceptualización de vulnerabilidad

Los conceptos y definiciones de vulnerabilidad han sido analizados por autores como Timmerman (1981); Kates (1985); Chambers (1989);

Downing (1991); Anderson (1994); Blaikie *et al.* (1994); Bohle, Downing y Watts (1994); Downing y Bakker (2000), y Birkmann (2007), entre otros. Con base en los conceptos esgrimidos por estos autores se puede afirmar que, de manera general, la vulnerabilidad es una condición de fragilidad o debilidad de un individuo o sistema ante algún tipo de amenaza (sea ésta de origen físico, como las sequías, terremotos, inundaciones; o de tipo antrópico, como los accidentes, devaluaciones, crisis económicas, etc.); tiene un carácter multifacético y multidimensional; es dinámica tanto espacial como temporalmente, y siempre está vinculada con un peligro específico. En este caso, el peligro que nos interesa es el fenómeno de la sequía. Con respecto a ello, González *et al.* (2016) comentan que la mayoría de las definiciones de vulnerabilidad aplicadas a la sequía y a otros fenómenos climáticos se originan a partir de las definiciones del IPCC (IPCC, 2001; IPCC, 2014) y de la Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres (UNISDR, 2009), las cuales se muestran en la Tabla 4.

Tabla 4. Definiciones de vulnerabilidad según los enfoques del IPCC y UNISDR.

Concepto	Origen del concepto		
	IPCC		UNISDR (2009)
	IPCC (2001)	IPCC (2014)	
Definición de vulnerabilidad	Nivel al que un sistema es	Propensión o predisposición	Las características y circunstancias de una

Concepto	Origen del concepto		
	IPCC		UNISDR (2009)
	IPCC (2001)	IPCC (2014)	
	susceptible o no es capaz de soportar los efectos adversos del cambio climático, incluidos la variabilidad climática y los fenómenos extremos	a ser afectado de manera negativa	comunidad, sistema o bien que los hacen susceptibles a los efectos dañinos de una amenaza
Objetivo	Considera la evaluación de la vulnerabilidad como el resultado esperado del análisis	Pone énfasis en cómo reducir y gestionar los riesgos del cambio climático	Tiene por objeto poner de relieve los medios para la reducción del riesgo de desastres Considera a la vulnerabilidad como un paso dentro del proceso de evaluación del riesgo

Fuente: elaboración propia a partir de IPCC (IPCC, 2001; IPCC, 2014),
González *et al.* (2016) y Brooks (2003).

Con base en los conceptos anteriores, la vulnerabilidad ante la sequía se puede entender como el grado en que un sistema es susceptible e incapaz de hacer frente a los efectos adversos, daños o perjuicios causados por este fenómeno natural. De esta manera, la vulnerabilidad se vincula con los impactos potenciales ocasionados por los episodios de sequía, y ha sido utilizada para evaluar la susceptibilidad de los sistemas socioeconómicos y ambientales ante esta amenaza. Algunos ejemplos donde se aplica la definición del IPCC (2001) son los trabajos elaborados por Chandrasekar *et al.* (2009); Deems (2010); Flörke, Wimmer y Laaser (2011); Antwi-Agyei, Fraser, Dougill, Stringer y Simelton, (2012), y De-Stefano, González, Ballesteros, Urquijo y Blauhut (2015). Asimismo, la definición del IPCC (2014) es empleada por Bouroncle *et al.* (2016), Guo *et al.* (2019), Meza *et al.* (2020), y Frischen *et al.* (2020). Finalmente, con respecto a la definición de la UNISDR (2009), algunos ejemplos de su uso se encuentran en los trabajos elaborados por Iglesias, Moneo y Quiroga, (2007); Adepetu y Berthe (2007); Cheng y Tao (2010); Zarafshani *et al.* (2012); Naumann, Barbosa, Garrote, Iglesias y Vogt (2013), y Safavi, Esfahani y Zamani (2014).

Componentes de la vulnerabilidad

Originalmente, el IPCC (2001) propuso el concepto de vulnerabilidad como una función de la exposición de un sistema a la variación climática, de su sensibilidad y de su capacidad de adaptación. Sin embargo, en su quinto informe de evaluación, el IPCC (2014) modificó la concepción de estos términos, dejando a la vulnerabilidad solamente en función de la sensibilidad y capacidad de adaptación de un sistema (Figura 5a). El componente de exposición pasó a formar parte del concepto de riesgo, tal como se describirá más adelante. Por su parte, la UNISDR (2009) afirma que las componentes de la vulnerabilidad son la exposición y capacidad de adaptación (Figura 5b). En la Tabla 5 se describen cada uno de los componentes mencionados en función del origen del concepto.

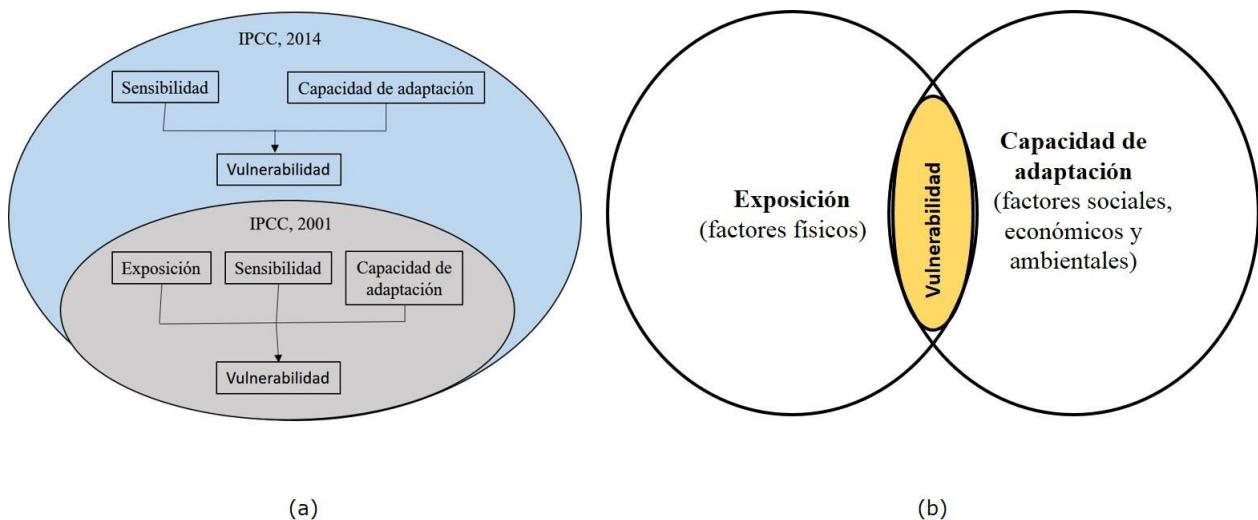


Figura 5. Componentes de la vulnerabilidad según los enfoques del IPCC (a) y la UNISDR (b). Fuente: elaboración propia a partir de IPCC (IPCC, 2001; IPCC, 2014) y UNISDR (2009).

Tabla 5. Componentes de la vulnerabilidad según los enfoques del IPCC y la UNISDR.

Origen del concepto	Componentes		
	Exposición	Sensibilidad	Capacidad de adaptación
IPCC (2001)	Grado en que un sistema está expuesto a variaciones climáticas importantes	Es el grado por el que está afectado un sistema, en sentido perjudicial o en sentido beneficioso, por razón de estímulos relacionados con el clima	Es la habilidad de un sistema de ajustarse al cambio climático (incluida la variabilidad del clima y sus extremos) para moderar daños posibles, aprovecharse de oportunidades o enfrentarse a las consecuencias
IPCC (2014)	La presencia de personas; medios de	Es el grado en que un sistema se ve afectado,	Es el proceso de ajuste al clima real o proyectado, y sus

Origen del concepto	Componentes		
	Exposición	Sensibilidad	Capacidad de adaptación
	subsistencia; especies o ecosistemas; funciones, servicios y recursos ambientales; infraestructura; o activos económicos, sociales o culturales en lugares y entornos que podrían verse afectados de forma negativa	ya sea de modo adverso o beneficioso, por estímulos de cambio climático	efectos. En los sistemas humanos, la adaptación trata de moderar o evitar los daños, o aprovechar las oportunidades beneficiosas. En algunos sistemas naturales, la intervención humana puede facilitar el ajuste al clima proyectado y sus efectos
UNISDR (2009)	Se refiere a la población, propiedades, sistemas u otros elementos		Habilidad de la población, organizaciones y sistemas mediante el uso de recursos y

Origen del concepto	Componentes		
	Exposición	Sensibilidad	Capacidad de adaptación
	<p>presentes en las zonas donde existen amenazas y, por consiguiente, están expuestos a experimentar pérdidas potenciales. Las medidas del grado de exposición pueden incluir la cantidad de personas o los tipos de bienes en una zona</p>		<p>destrezas disponibles de enfrentar y gestionar condiciones adversas, situaciones de emergencia o desastres</p>

Fuente: elaboración propia a partir de IPCC (IPCC, 2001; IPCC, 2014) y UNISDR (2009).

De los enfoques conceptuales anteriores, el más aceptado y utilizado por la comunidad científica en los últimos años es el

propuesto por el IPCC (2014), el cual define la vulnerabilidad en función de la sensibilidad y capacidad de adaptación de los sistemas analizados, tal como se puede observar en la creciente cantidad de investigaciones que lo utilizan (Bouroncle *et al.*, 2016; Guo *et al.*, 2019; Frischen *et al.*, 2020; Meza *et al.*, 2020, entre otros).

Características que influyen en la evaluación de la vulnerabilidad

De acuerdo con Füssel (2005), en las evaluaciones de vulnerabilidad relacionadas con el clima se deben tomar en cuenta las características o factores del sistema vulnerable, tipo y número de factores de estrés y sus causas principales, efectos en el sistema y el horizonte temporal de la evaluación, tal como se indica en la Tabla 6.

Tabla 6. Características fundamentales que describen una situación de vulnerabilidad.

Característica	Pregunta	Opciones posibles
Sistema/método	¿Quién o qué es vulnerable?	Una comunidad, una región geográfica, un sector económico, un sistema natural

Característica	Pregunta	Opciones posibles
Peligro (o amenazas o factores de estrés)	¿Vulnerable a qué?	Cambio climático antrópico, variabilidad natural del clima, composición atmosférica, otros factores no climáticos
Las consecuencias (o efectos o atributos valorados o variables de interés)	¿Qué está en riesgo?	Viabilidad de los ecosistemas, seguridad alimentaria, salud humana, bienes económicos, otros bienes y servicios valorados
Escala	Tiempo: ¿Qué horizonte de tiempo?	Años, décadas, siglos
	Espacial: ¿Qué región?	Estado, municipio, cuenca, región hidrológica, país, continente

Fuente: adaptada de Füssel (2004).

Métodos para calcular la vulnerabilidad

Los métodos más utilizados en la literatura relativa al cambio climático son el método econométrico y los métodos basados en indicadores (Tabla 7). El método econométrico tiene sus raíces en la literatura de la pobreza y el desarrollo; hace uso de los datos de encuestas socioeconómicas en

hogares para analizar el nivel de vulnerabilidad de los diferentes grupos sociales (Hoddinott & Quisumbing, 2003). Los métodos basados en indicadores se fundamentan en la selección de algunas variables de todo el conjunto de indicadores potenciales para después combinarlas sistemáticamente, a fin de evaluar los niveles de vulnerabilidad (Cutter, Boruff, & Shirley, 2003; Kaly & Pratt, 2000).

Tabla 7. Métodos para calcular la vulnerabilidad.

Concepto	Método econométrico	Métodos basados en indicadores
Descripción	El método se divide en tres categorías: la vulnerabilidad como la pobreza esperada (VEP), la vulnerabilidad de utilidad baja esperada (VEU), y la vulnerabilidad como la exposición al riesgo no asegurado (VER) (Hoddinott & Quisumbing, 2003). Con estas categorías se construye una medida de la pérdida de bienestar atribuido a desastres (Deressa, Hassan, & Ringler, 2008)	Se basan en seleccionar algunos indicadores de todo el conjunto de indicadores potenciales y luego combinarlos sistemáticamente para determinar los niveles de vulnerabilidad (Deressa <i>et al.</i> , 2008)
Ventajas	El método es fácil de estimar. Con el cálculo de VEP se pueden	Este método es valioso para monitorear

Concepto	Método econométrico	Métodos basados en indicadores
	<p>identificar los hogares en riesgo que no son pobres; el cálculo del VEU proporciona una desagregación entre la vulnerabilidad a la pobreza y la vulnerabilidad al riesgo no asegurado; finalmente, el cálculo del VER puede indicar si son las covariables o los choques idiosincrásicos la causa principal de las pérdidas de bienestar (Hoddinott & Quisumbing, 2003)</p>	<p>tendencias y explorar marcos conceptuales (Deressa <i>et al.</i>, 2008). Integra y resume diferentes dimensiones de un tema, son fáciles de interpretar, y facilita la evaluación de la eficacia de las políticas y la rendición de cuentas por parte de los representantes del gobierno (Schuschny & Soto, 2009)</p>
Desventajas	<p>Si las estimaciones se realizan utilizando una única sección transversal se debe suponer que la variabilidad transversal captura la variabilidad temporal (Hoddinott & Quisumbing, 2003), además es difícil explicar el tipo de riesgo de un individuo, dado que los individuos están mal</p>	<p>Conducen a una falta de correspondencia entre la definición conceptual de vulnerabilidad y las métricas (Deressa <i>et al.</i>, 2008)</p>

Concepto	Método econométrico	Métodos basados en indicadores
	informados acerca de ellos (Kanbur, 1987); a falta de conjuntos de datos, las estimaciones de los impactos a menudo son parciales y, por lo tanto, no son indicadores concluyentes (Deressa <i>et al.</i> , 2008)	

Fuente: elaboración propia.

De manera similar a la exposición a la sequía, los métodos basados en indicadores socioeconómicos y ambientales son los que más se utilizan para evaluar la vulnerabilidad; estos indicadores se combinan entre sí para generar índices compuestos representativos de los diferentes grados de vulnerabilidad (Hagenlocher *et al.*, 2019). Este enfoque permite comprender mejor las diferentes facetas de esta variable, y orientar las acciones dirigidas a su reducción mediante la implementación de medidas preventivas y de mitigación de la sequía.

Modelos matemáticos

Dado que la vulnerabilidad se manifiesta en lugares y momentos específicos (Adger, 2006), existen diversos modelos matemáticos para calcularla. En este caso se observan algunas similitudes que tienen los modelos que se presentan en esta sección, por ejemplo: los modelos de Webb y Harinarayan (1999), y del IPCC (IPCC, 2001; IPCC, 2014) reconocen a la capacidad de adaptación como parte importante en mitigar el impacto de la amenaza; en el caso de Fontaine y Steinemann (2009), modificaron el modelo del IPCC (2001), donde la exposición y sensibilidad se suman y el resultado se divide entre la capacidad de adaptación; Luers, Lobell, Sklar, Addams y Matson (2003) miden la vulnerabilidad en función del estado de las variables de interés en relación con un umbral de daño, la sensibilidad de las variables a los factores estresantes, y la magnitud y frecuencia de los factores estresantes a los que está expuesto el sistema; Me-Bar y Valdez (2005) ven a la vulnerabilidad como el nivel del umbral para un desastre; Burg (2008) concibe a la vulnerabilidad como la probabilidad de una disminución aguda o déficit crónico de acceso a los alimentos o el consumo por debajo de un valor crítico; Ortega-Gaucin *et al.* (2018a y 2018b) desarrollan un índice de vulnerabilidad global a la sequía que incluye la vulnerabilidad económica, social y ambiental de los sistemas analizados; y Ortega-Gaucin *et al.* (2021) proponen evaluar la vulnerabilidad de los sistemas agrícolas ante la sequía en función de los índices de sensibilidad y capacidad de adaptación. En la Tabla 8 se

presentan los modelos matemáticos más comunes para calcular la vulnerabilidad.

Tabla 8. Modelos matemáticos más usuales para calcular la vulnerabilidad.

Autor	Descripción	Formula
Webb & Harinarayan (1999)	Utilizaron la fórmula para estudiar la relación entre vulnerabilidad y desnutrición	$V = H - CA$ Donde H es peligro o amenaza, y CA es la capacidad de adaptación
IPCC (2001)	Proporciona una definición operativa de la vulnerabilidad	$V = CA - (S + E)$ Donde CA es la capacidad de adaptación; S , sensibilidad; E , exposición
Luers <i>et al.</i> (2003)	Examina la vulnerabilidad de los sistemas socioecológicos	$V = \frac{SE}{ERA \times POE}$ Donde V es vulnerabilidad; SE , sensibilidad al estrés; ERA , estado relativo al umbral; POE , probabilidad de ocurrencia de estrés
Me-Bar y Valdez (2005)	Proporcionaron un modelo que fue utilizado por	$V_i = \frac{1}{C_i} * \sum_{j=1}^{k_i} (P_j * W_j)$

Autor	Descripción	Formula
	Zarafshani <i>et al.</i> (2012) para evaluar la vulnerabilidad de los productores de trigo a la sequía	Donde P en esta fórmula es un valor de parámetro; W , un peso asignado a cada parámetro; C se deriva de $C_i = 1/2 (W \text{ máx } k_i)$ a la suma de todos los pesos, donde $W \text{ máx}$ es el valor máximo de la escala de peso
Burg (2008)	Propone el índice de vulnerabilidad crónica (CVI) para medir los niveles de vulnerabilidad a la inseguridad alimentaria	$V = E + I$ Donde E es la exposición al riesgo e I es la incapacidad para hacer frente
Fontaine y Steinemann (2009)	Desarrollaron un modelo conceptual modificando el modelo propuesto por el IPCC (2001) para evaluar la vulnerabilidad ante la sequía	$V = \frac{E + S}{CA}$ Donde E es la exposición; S , sensibilidad; CA , la capacidad de adaptación
IPCC (2014)	Modifica la definición operativa de la	$V = S - CA$

Autor	Descripción	Formula
	vulnerabilidad que se realizó en 2001	Donde S es sensibilidad; CA , capacidad de adaptación
Ortega-Gaucin <i>et al.</i> (2018a y 2018b)	Proponen un índice de vulnerabilidad global ante la sequía que incluye la vulnerabilidad económica, social y ambiental	$IVG = \frac{IVE}{3} + \frac{IVS}{3} + \frac{IVA}{3}$ Donde IVG es el índice de vulnerabilidad global ante la sequía; IVE , el índice de vulnerabilidad económica; IVS , el índice de vulnerabilidad social; e IVA es el índice de vulnerabilidad ambiental. El IVG se calcula asumiendo un peso P_i de 1/3 para cada una de sus componentes
Ortega-Gaucin <i>et al.</i> (2021)	Desarrollan un índice de vulnerabilidad ante la sequía agrícola evaluado en función de los índices de sensibilidad y capacidad de adaptación	$DVI = \frac{SI + (1 - ACI)}{2}$ Donde DVI es el índice de vulnerabilidad a la sequía agrícola; SI , índice de sensibilidad; y ACI es el índice de capacidad de adaptación

Fuente: elaboración propia.

De los modelos matemáticos anteriores, el que ha sido más aceptado y usado por la comunidad académica internacional es el propuesto por el IPCC (2014), el cual modifica la definición operativa de la vulnerabilidad que realizó este mismo organismo en 2001, expresándola en función de la sensibilidad y capacidad de adaptación (dejando fuera la componente de exposición, que pasó a formar parte del concepto de riesgo).

Así, a partir de la combinación de los análisis de exposición, vulnerabilidad y amenaza de un sistema específico, es posible determinar el nivel de riesgo de ese sistema ante la sequía, con base en los conceptos de riesgo que se describen a continuación.

Riesgo

El concepto de riesgo, asociado con la idea de porvenir sin certeza, ha estado presente desde siempre en las sociedades humanas (Cardona, 2001). En este apartado se describen las diferentes definiciones de riesgo y los modelos matemáticos para calcularlo.

Definiciones de riesgo

La extinta Organización de las Naciones Unidas para el Socorro en Desastres (UNDRO, 1979) contempla dos definiciones de riesgo que se consideran la base de los conceptos actuales; la primera es el riesgo específico y la segunda es el riesgo total: a) *riesgo específico (specific risk-Rs)*: grado de pérdidas esperadas debido a la ocurrencia de un evento particular, y como una función de la amenaza y la vulnerabilidad; b) *riesgo total (total risk-Rt)*: número de pérdidas humanas, heridos, daños a las propiedades y efectos sobre la actividad económica debido a la ocurrencia de un evento desastroso, es decir, el producto del riesgo específico (R_s) y los elementos bajo riesgo (E). Por su parte, la UNISDR (2009) define el riesgo como las posibles pérdidas que ocasionaría un desastre en términos de vidas, condiciones de salud, medios de sustento, bienes y servicios, y que podrían ocurrir en una comunidad o sociedad particular en un periodo específico de tiempo en el futuro. Por último, el IPCC (2014) define el riesgo como potencial de consecuencias en que algo de valor está en peligro con un desenlace incierto, reconociendo la diversidad de valores. A menudo el riesgo se representa como la probabilidad de acaecimiento de sucesos o tendencias peligrosos multiplicada por los impactos en caso de que ocurran tales sucesos o tendencias. Los riesgos resultan de la interacción de vulnerabilidad, exposición y peligro. El término riesgo se utiliza principalmente en referencia a los riesgos de impactos del cambio climático.

Modelos matemáticos para calcular el riesgo

Existen diferentes marcos y ecuaciones para evaluar el riesgo. En este apartado se explican algunos modelos, por ejemplo, Yen (1971) calcula el riesgo como la probabilidad de un evento adverso; la UNDR0 (1979) determina el riesgo en función de la exposición, amenaza y vulnerabilidad; Cardona (1985), y Schneiderbauer y Ehrlich (2004) tomaron el modelo propuesto por la UNDR0 (1979) y lo modificaron, en el primer caso eliminando la variable de exposición y en el segundo caso anexando el aspecto temporal; Cardona (2001) hace una evaluación holística del riesgo, tomando en cuenta la fragilidad socioeconómica y la falta de resiliencia del contexto; Davis (2004), en su modelo, incorpora la capacidad de adaptación, ya que el desarrollo de capacidades puede desempeñar un papel fundamental para minimizar la escala de los desastres; Jordaan (2006) propone un modelo para evaluar el riesgo de sequía agrícola considerando las características del peligro (probabilidad, severidad e intensidad) y tres tipos de vulnerabilidad (económica, social y ambiental); Ortega-Gaucin *et al.* (2018b) desarrollaron una metodología para determinar índices municipales de peligro, vulnerabilidad y riesgo por sequía, evaluando el peligro a partir de los registros históricos de sequía del Servicio Meteorológico Nacional (SMN)

y considerando cuatro tipos de vulnerabilidad (económica, social, ambiental y global), y Ortega-Gaucin *et al.* (2021) propusieron un método para calcular el riesgo por sequía agrícola considerando sus tres componentes esenciales: peligro, exposición y vulnerabilidad a la sequía. En la Tabla 9 se presentan las fórmulas de los modelos matemáticos referidos.

Tabla 9. Modelos matemáticos más usuales para calcular el riesgo.

Autor	Fórmula	Descripción
Yen (1971)	$R = 1 - P(X \leq x)^n$	Donde $P(X \leq x)$ es la probabilidad acumulada y n el número de años, suponiendo estacionariedad e independencia de los acontecimientos extremos
UNDRO (1979)	$R_t = E \times RS = E \times (A \times V)$	Donde R_t es el riesgo total; E , la exposición; RS , el riesgo específico; A , la amenaza; V , la vulnerabilidad
Cardona (1985)	$R_{ie} = f(A_i, V_e)$	Donde R_{ie} es el riesgo; A_i , la amenaza; V_e , la vulnerabilidad
Schneiderbauer y Ehrlich (2004)	$R_{ahd} = H_{ahd} \times E_{ad} \times V_{ahd}$	Donde R_{ahd} es el riesgo; E , la exposición; V , la vulnerabilidad; " h ", el tipo de

Autor	Fórmula	Descripción
		<p>peligro; "a", la región geográfica afectada por el peligro "h"; "d", un día determinado dentro del periodo de tiempo durante el cual se produce el desastre</p>
Cardona (2001)	$R_T = R_F(1 + F)$	<p>Donde R_T es el riesgo total; R_F, el riesgo físico, y F es un coeficiente de agravamiento —o de impacto— que depende de la fragilidad socioeconómica FS y de la falta de resiliencia del contexto FR</p>
Davis (2004)	$R = \frac{V \times H}{CA}$	<p>Donde R es el riesgo; V, la vulnerabilidad, H, el peligro o amenaza; CA, la capacidad de adaptación</p>
Jordaan (2006)	$R = (H / C_H) \times \left[\frac{\sum(V_{econ} V_{env} V_{soc})}{\sum(C_{econ} C_{env} C_{soc})} \right]$	<p>Donde $H = f(H_p H_s)$, con H_p es la probabilidad de sequía con una cierta magnitud (severidad) que se produzca; H_s, la severidad de la sequía H; $H_s = f(H_i H_d)$; H_i, la intensidad de la sequía; H_d, la duración de</p>

Autor	Fórmula	Descripción
		la sequía H ; $C_H = 1$; V_{econ} , la vulnerabilidad económica; V_{env} , la vulnerabilidad ambiental; V_{soc} , la vulnerabilidad social; C_{econ} , la capacidad para tratar con vulnerabilidad económica; C_{env} , la capacidad para tratar con la vulnerabilidad ambiental, y C_{soc} es la capacidad para tratar con la vulnerabilidad social
Burg (2008)	$Riesgo(R) = V + H$	Donde V es la vulnerabilidad y H es peligro o amenaza
Ortega-Gaucin et al. (2018b)	$IR = Px IVG$	Donde IR es el índice de riesgo por sequía; P , la probabilidad de ocurrencia de sequía (peligro por sequía); e IVG es el índice de vulnerabilidad global ante la sequía (descrito en la Tabla 8)
Ortega-Gaucin et al. (2021)	$DRI = \frac{DHI + DEI + DVI}{3}$	Donde DRI es el índice de riesgo por sequía agrícola; DHI , el índice de peligro por

Autor	Fórmula	Descripción
		sequía; <i>DEI</i> , el índice de exposición a la sequía, y <i>DVI</i> es el índice de vulnerabilidad a la sequía

Fuente: elaboración propia.

En términos generales, lo que se puede deducir de los modelos matemáticos descritos es que todos ellos utilizan las variables de peligro o amenaza, y vulnerabilidad como componentes esenciales del riesgo por sequía, incluyendo en algunos casos la exposición como variable independiente. En los últimos años, la fórmula matemática más comúnmente aceptada y utilizada es la que considera el riesgo como un producto del peligro (representado por la probabilidad de ocurrencia de sequía con cierto grado de severidad), la exposición y la vulnerabilidad (evaluadas mediante indicadores socioeconómicos y ambientales), tal como se puede observar en los trabajos de Carrao *et al.* (2016), Frischen *et al.* (2020) y Meza *et al.* (2020), entre otros. Ello está en consonancia con el concepto de riesgo propuesto por el IPCC (2014), que ha sido el más aceptado y difundido en la comunidad científica actual.

Consideraciones

Como se ha visto en este trabajo, hoy día existe una amplia gama de enfoques, métodos y herramientas para determinar las componentes del riesgo por sequía. Aquí se han resumido los resultados de una amplia revisión de literatura que ha sido generada en distintas partes del mundo. El hecho de revisar y recopilar los distintos métodos de forma sistemática puede servir para adaptar y mejorar la eficacia de las evaluaciones realizadas. Aunque existe una gran diversidad de enfoques y opciones metodológicas, lo cierto es que no hay métodos que sean universalmente aplicables para hacer estas evaluaciones, pues el fenómeno de la sequía depende de muchos factores contextuales y sus efectos son distintos en cada caso.

De acuerdo con la Convención de las Naciones Unidas para el Combate de la Desertificación (UNCCD), la Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO), la Asociación Mundial para el Agua (GWP), y la Organización Meteorológica Mundial (WMO), para mejorar las evaluaciones de la vulnerabilidad y el riesgo ante la sequía, los tomadores de decisiones y los responsables de formular políticas públicas pueden tomar en cuenta los siguientes aspectos (UNCCD/FAO/GWP/WMO, 2019):

- Adoptar un enfoque proactivo para realizar las evaluaciones antes de que se presenten las crisis por sequía.

- Reconocer que la sequía es a menudo un fenómeno recurrente que interactúa con otras amenazas, y puede verse exacerbado por los patrones de gestión de recursos hídricos y terrestres.
- Utilizar los métodos de evaluación disponibles para fomentar enfoques inclusivos, intersectoriales y de múltiples escalas para la evaluación de la vulnerabilidad, y el riesgo a nivel comunitario y de cuenca.
- Aprender a partir de prueba/error, y revisar según las experiencias de otros, qué métodos son los más adecuados para fomentar la participación en las evaluaciones de vulnerabilidad de diferentes grupos sociales.
- Analizar dónde y cómo se deben recopilar, analizar y proteger los datos dispersos.
- Documentar los éxitos y fracasos de las evaluaciones, incluidos los casos en que los impactos de la sequía fueron más o menos graves de lo previsto en las condiciones climáticas prevalecientes.
- Aprender de las experiencias de los demás participando en un intercambio internacional coordinado de conocimientos, y abogar por el uso de estos procesos, incluida la revisión, validación, documentación y difusión.

Anticipar los resultados de un evento que aún no ha sucedido puede resultar difícil, pero en muchas regiones afectadas por la sequía ya se conocen muy bien sus efectos. En estas áreas, las estimaciones de vulnerabilidad y riesgo son procesos informales y continuos que forman parte de la cultura popular. La integración y

coordinación de tales estimaciones informales con procesos colectivos de evaluaciones formales y bien documentadas que involucren a organizaciones de la sociedad civil, gobiernos locales, federales y otras instituciones pueden crear un entendimiento compartido más amplio, además de que ofrecen una base más prometedora para compartir y gestionar el riesgo a todos los niveles.

Conclusiones

La reducción del riesgo de sequía y sus impactos directos e indirectos asociados se ha convertido en una prioridad mundial, como lo muestra el número cada vez mayor de enfoques, métodos y herramientas de evaluación que se han publicado en las últimas décadas. Los esfuerzos por reducir los impactos de la sequía deben basarse en una comprensión sólida, y una caracterización fiable del fenómeno que conduzca a evaluaciones precisas para la toma de decisiones y la implementación de políticas públicas orientadas a ese objetivo. Sin embargo, aunque se han realizado grandes avances en los últimos años en términos de desarrollar mejores métodos y herramientas para caracterizar los componentes individuales del riesgo, aún queda mucho por hacer en ese sentido. La

revisión realizada en este trabajo ha mostrado que existe una gran diversidad de conceptos y métodos para este propósito, ninguno de los cuales es aplicable a todas las circunstancias, pues cada contexto específico requiere determinar cuál es el más apropiado en función del enfoque adoptado, la información disponible y el objetivo de la evaluación. Con la información que se proporciona en este artículo, los investigadores o evaluadores disponen de un panorama general que, en un momento dado, les puede servir de base para hacer un examen cuidadoso de cada uno de estos puntos, y elegir el marco teórico y el método que mejor se ajuste al contexto de su estudio o, en su defecto, para desarrollar o adaptar su propia propuesta conceptual y metodológica.

Es importante resaltar que, independientemente de los conceptos o modelos matemáticos que se adopten para evaluar el riesgo por sequía y sus componentes, la atención de los efectos causados por el fenómeno debe basarse en un enfoque proactivo de gestión del riesgo, es decir, en la planeación y diseño de estrategias (medidas estructurales y no estructurales sobre una base continua) que se pondrán en marcha con antelación a la ocurrencia de una sequía para prevenir y mitigar el nivel de exposición al riesgo y, por lo tanto, la vulnerabilidad a los impactos.

Agradecimientos

Este artículo se realizó con el apoyo del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (Conacyt), en el marco del proyecto de investigación PDCPN-

2017/4924 del Programa de Proyectos de Desarrollo Científico para atender Problemas Nacionales. Agradecemos los comentarios y sugerencias de dos revisores anónimos que permitieron mejorar el artículo.

Referencias

- Adger, W. N. (2006). Vulnerability. *Global Environmental Change*, 16, 268-281. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2006.02.006>
- Adepetu, A. A., & Berthe, A. (2007). *Vulnerability of rural Sahelian households to drought: Options for adaptation*. A Final Report. Submitted to Assessments of Impacts and Adaptations to Climate Change (AIACC), Proj. No. AF 9. Washington, DC, USA: The International START Secretariat.
- Ahmadalipour, A., Moradkhani, H., Castelletti, A., & Magliocca, N. (2019). Future drought risk in Africa: Integrating vulnerability, climate change, and population growth. *Science of the Total Environment* 662, 672-686. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.01.278>
- Anderson, M. B. (1994). *Vulnerability to disaster and sustainable development: A general framework for assessing vulnerability*. In: Munasinghe, M., & Clarke, C. (eds.). *Disaster prevention for sustainable development: Economic and policy issues*. A Report from the Yokohama World Conference on Natural Disaster Reduction. May 23-27. Washington, DC, USA: World Bank.
- Antwi-Agyei, P., Fraser, E. D., Dougill, A. J., Stringer, L. C., & Simelton, E. (2012). Mapping the vulnerability of crop production to drought in

Ghana using rainfall, yield and socioeconomic data. *Applied Geography*, 32(2), 324-334. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2011.06.010>

Ardabili, S., Mosavi, A., Dehghani, M., & Varkonyi-Koczy, A. R. (2019). *A deep learning and machine learning in hydrological processes climate change and earth systems a systematic review*. Preprints. Recuperado de <https://doi.org/10.20944/preprints201908.0166.v1>

Barakat, F., & Handoufe, A. (1998). Approche agroclimatique de la sécheresse agricole au Maroc. *Science et changements planétaires / Sécheresse*, 9(3), 201-208.

Bergaoui, M., & Alouini, A. (2001). Caractérisation de la sécheresse météorologique et hydrologique: cas du Bassin Versant de Siliana en Tunisie. *Science et Changements Planétaires / Sécheresse*, 12(4), 205-213.

Bergman, K. H., Sabol, P., & Miskus, D. (1988). Experimental indices for monitoring global drought conditions. In: *Proceedings of 13th Annual Climate Diagnostics Workshop*. Cambridge, USA: United States Department of Commerce.

Bhuiyan, C. (2004). Various drought indices for monitoring drought condition in Aravalli Terrain of India. *Proceedings of the XXth ISPRS Conference*. Istanbul, Turkey: International Society for Photogrammetry and Remote Sensing. Recuperado de <http://www.isprs.org/proceedings/XXXV/congress/comm7/papers/243.pdf>

- BID, Banco Interamericano de Desarrollo. (2003). *Programa de información e indicadores de gestión de riesgos*. Manizales, Colombia: Banco Interamericano de Desarrollo .
- Birkmann, J. (2007). Risk and vulnerability indicators at different scales: applicability, usefulness and policy implications. *Environmental Hazards*, 7, 20-31. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.envhaz.2007.04.002>
- Blaikie, P., Cannon, T., Davis, I., & Wisner, B. (1994). *At risk: Natural hazards, people vulnerability, and disasters*. London, UK, and New York, USA: Routledge Publishers.
- Bohle, H. G., Downing, T. E., & Watts, M. J. (1994). Climate change and social vulnerability. Toward a sociology and geography of food insecurity. *Global Environmental Change*, 4(1), 37-48. Recuperado de [https://doi.org/10.1016/0959-3780\(94\)90020-5](https://doi.org/10.1016/0959-3780(94)90020-5)
- Boken, V. K. (2005). *Agricultural drought and its monitoring and prediction: some concepts* (vol. 472). New York, USA: Oxford University Press.
- Bouroncle, C., Rodríguez, C., Florián, M., Naswa, P., Lærke, S., & Olhoff, A. (2016). *Sistema Nacional de Indicadores de Adaptación al Cambio Climático (SIACC): definición del conjunto de indicadores*. Bogotá: Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza (CATIE).
- Bootsma, A., Boisvert, J., & Baier, R. (1996). La sécheresse et l'agriculture canadienne: une revue des moyens d'action. *Science et changements planétaires / Sécheresse*, 7(4), 277-285.
- Brooks, N. (2003). Vulnerability, risk and adaptation: A conceptual framework. *Tyndall Centre for Climate Change Research Working*

- Paper*, 38(38), 1-16. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/200032746_Vulnerability_Risk_and_Adaptation_A_Conceptual_Framework
- Burg, J. (2008). Measuring populations' vulnerabilities for famine and food security interventions: The case of Ethiopia's chronic vulnerability index. *Disasters*, 32(4), 609-630. Recuperado de <https://doi.org/10.1111/j.1467-7717.2008.01057.x>
- Burton, I., Kates, R. W., & White, G. F. (1978). *The environment as hazard*. New York, USA: Oxford University Press.
- Byun, H. R., & Wilhite, D. A. (1999). Objective quantification of drought severity and duration. *Journal of Climate*, 12(9), 2747-2756. Recuperado de [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<2747:OQODSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<2747:OQODSA>2.0.CO;2)
- Cardona, O. (2005). *Indicadores de riesgo de desastre y de gestión de riesgos. Informe resumido. BID/IDEA programa de indicadores para la gestión del riesgo de desastres*. Washington, DC, USA: Banco Interamericano de Desarrollo. Recuperado de https://www.cepal.org/ilpes/noticias/paginas/0/35060/INDICADORES_DE_RIESGO_DE_DESASTRES_BID.pdf
- Cardona, O. (2001). *Estimación holística del riesgo sísmico utilizando sistemas dinámicos complejos* (tesis doctoral). Barcelona. España: Universitat Politècnica de Catalunya. Recuperado de [https://repositorio.gestiondelriesgo.gov.co/bitstream/handle/20.500.11762/19751/HolisticaRiesgoSismicoBogota\(Cardona_2001\).pdf?sequence=1](https://repositorio.gestiondelriesgo.gov.co/bitstream/handle/20.500.11762/19751/HolisticaRiesgoSismicoBogota(Cardona_2001).pdf?sequence=1)

- Cardona, O. (1993). Evaluación de la amenaza la vulnerabilidad y el riesgo. Elementos para el ordenamiento y la planeación del desarrollo. En: Maskrey, A. (comp.). *Los desastres no son naturales* (pp. 51-74). Ciudad de Panamá, Panamá: La Red.
- Cardona, O. D. (1985). *Hazard, vulnerability and risk assessment*. Unedited working paper. Skopje, Yugoslavia: Institute of Earthquake Engineering and Engineering Seismology.
- Carrao, H., Naumann, G., & Barbosa, P. (2016). Mapping global patterns of drought risk: An empirical framework based on sub-national estimates of hazard, exposure and vulnerability. *Global Environmental Change*, 39, 108-124. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.04.012>
- Carter, M. R., Little, P. D., Mogues, T., & Negatu, W. (2007). Poverty traps and natural disasters in Ethiopia and Honduras. *World Development*, 35(5), 835-856. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.worlddev.2006.09.010>
- Chambers, R. (1989). Editorial introduction: Vulnerability, coping and policy. *Institute of Development Study IDS Bulletin*, 20(2), 1-7. Recuperado de https://opendocs.ids.ac.uk/opendocs/bitstream/handle/20.500.12413/9551/IDSB_20_2_10.1111-j.1759-5436.1989.mp20002001.x.pdf?sequence=1
- Chandrasekar, K., Sai, M. S., Roy, P., Jayaraman, V., & Krishnamoorthy, R. (2009). Identification of agricultural drought vulnerable areas of Tamil Nadu, India using GIS-based multi criteria analysis. *Asian*

Journal of Environment and Disaster Management, 1(1), 40-61.

Recuperado de <https://doi.org/10.3850/S17939240200900009X>

Cheng, J., & Tao, J. P. (2010). Fuzzy comprehensive evaluation of drought vulnerability based on the analytic hierarchy process: An empirical study from Xiaogan city in Hubei province. *Agriculture and Agricultural Science Procedia*, 1, 126-135. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.aaspro.2010.09.015>

Cole, S., Gine, X., Tobacman, J., Topalova, P., Townsend, R., & Vickery, J. (2013). Barriers to household risk management: Evidence from India. *American Economic Journal: Applied Economics*, 5(1), 104-135. Recuperado de <https://doi.org/10.1257/app.5.1.104>

Correia, F. N., Santos, M. A., & Rodrigues, R. R. (1991). Reliability in regional drought studies. In: Ganoulis J. (ed.). *Water resources engineering risk assessment* (pp. 43-62). Vol. G 29. Berlin, Germany: NATO ASI Series.

Cutter, S. L., Boruff, B. J., & Shirley, W. L. (2003). Social vulnerability to environmental hazards. *Social Sciences Quarterly*, 84(2), 243-261. Recuperado de <https://doi.org/10.1111/1540-6237.8402002>

Davis, I. (2004). Progress in analysis of social vulnerability and capacity. In: Bankoff, G., Frerks, G., & Hilhorst, D. (eds.). *Mapping vulnerability: Disasters, development and people*. London, UK: Earth Scan.

Deems, H. J. (2010). *Vulnerability of rural communities in the Mediterranean region to climate change and water scarcity: The case of Cyprus* (Master thesis). Barcelona, España: Universitat de

Barcelona. Recuperado de
https://www.cyi.ac.cy/images/projects/eewrc/clico/Deems_Rural_Vulnerability_Cyprus_thesis_Sep2010.pdf

Deo, R. C. & Şahin, M. (2015). Application of the extreme learning machine algorithm for the prediction of monthly Effective Drought Index in eastern Australia. *Atmospheric Research*, 153, 512-525. Recuperado de <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.10.016>

Deressa, T., Hassan, R. M., & Ringler, C. (2008). *Measuring Ethiopian farmers' vulnerability to climate change across regional states*. Food Policy, Serie 806. Washington, DC, USA: International Food Policy Research Institute. Recuperado de <http://www.ifpri.org/publication/measuring-ethiopian-farmers-vulnerability-climate-change-across-regional-states>

Dercon, S. (2004). Growth and shocks: Evidence from rural Ethiopia. *Journal of Development Economics*, 74(2), 309-329. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.jdeveco.2004.01.001>

De-Stefano, L., González, I., Ballesteros, M., Urquijo, J., & Blauhut, V. (2015). *Methodological approach considering different factors influencing vulnerability - pan-European scale*. Drought-R&SPI Technical Rep. No. 26. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/274536771_METHODOLOGICAL_APPROACH_CONSIDERING_DIFFERENT_FACTORS_INFLUENCING_VULNERABILITY_-_PAN-EUROPEAN_SCALE

Downing, T. E. (1991). *Assessing socioeconomic vulnerability to famine: Frameworks, concepts, and applications. Final Report to the US*

Agency for International Development, Famine Early Warning System Project. Recuperado de https://pdf.usaid.gov/pdf_docs/pnabj875.pdf

Downing, T. E., & Bakker, K. (2000). Drought discourse and vulnerability. In: Wilhite, D. A. (ed.). *Drought: A global assessment*. Natural Hazards and Disasters Series. London, USA: Routledge Publishers.

Dracup, J. A., Lee, K. S., & Paulson, J. R. (1980). On the statistical characteristics of drought events. *Water Resources Research*, 16(2), 289-296.

Elbers, C., Gunning, J. W., & Kinsey, B. (2007). Growth and risk: Methodology and micro evidence. *The World Bank Economic Review*, 21(1), 1-20. Recuperado de <https://doi.org/10.1093/wber/lhl008>

Feng, P., Wang, B., Liu, D. L., & Yu, Q. (2019). Machine learning-based integration of remotely-sensed drought factors can improve the estimation of agricultural drought in South-Eastern Australia. *Agricultural Systems*, 173, 303-316. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.agsy.2019.03.015>

Flörke, M., Wimmer, F., & Laaser, C. (2011). *Final Report for the Project Climate Adaptation - modelling water scenarios and sectoral impacts*. Contract N° DG ENV.D.2/SER/2009/0034. Center for Environmental Systems Research, Kassel. Recuperado de <https://op.europa.eu/en/publication-detail/-/publication/ff6cb987-cdeb-483c-b569-b657111f504a/language-en>

Fontaine, M., & Steinemann, A. C. (2009). Assessing vulnerability to natural hazards: An impact-based method and application to drought

in Washington State. *Natural Hazards Review*, 10(1), 11-18.
Recuperado de <https://cig.uw.edu/publications/assessing-vulnerability-to-natural-hazards-an-impact-based-method-and-application-to-drought-in-washington-state/>

Frischen, J., Meza, I., Rupp, D., Wietler, K., & Hagenlocher, M. (2020). Drought risk to agricultural systems in Zimbabwe: A spatial analysis of hazard, exposure, and vulnerability. *Sustainability*, 12(3), 752. Recuperado de <https://doi.org/10.3390/su12030752>

Füssel, H.-M. (2005). *Vulnerability in climate change research: A Comprehensive conceptual framework*. Recuperado de <https://escholarship.org/content/qt8993z6nm/qt8993z6nm.pdf>

Füssel, H.-M. (2004). Coevolution of the political and conceptual frameworks for climate change vulnerability assessments. In: *Proceedings of the 2002 Berlin Conference on the Human Dimensions of Global Environmental Change Knowledge for the Sustainability Transition. The Challenge for Social Science* (pp. 302-320). Amsterdam, Berlin, Potsdam and Oldenburg Global Governance Project.

Gibbs, W. J., Maher, J. V., & John, V. (1967). Rainfall deciles as drought indicators. In: *Bulletin (Commonwealth Bureau of Meteorology (Australia))*. No. 48 (p. 84). Melbourne, Australia: Bureau of Meteorology.

González, T. I., Urquijo, J., Blauhut, V., Villarroja, F., & De-Stefano, L. (2016). Learning from experience: A systematic review of assessments of vulnerability to drought. *Natural Hazards*, 80(2),

951-973. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s11069-015-2006-1>

Gusyev, M. A., Hasegawa, A., Magome, J., Kuribayashi, D. H., & Lee, S. (2015). Drought Assessment in the Pampanga River Basin, the Philippines. Part 1: A Role of Dam Infrastructure in Historical Droughts. *Proceedings of the 21st International Congress on Modelling and Simulation (MODSIM 2015)*. Broadbeach, Queensland, Australia. DOI: 10.13140/RG.2.1.4931.4321

Guo, Y., Huang, S., Huang, Q., Wang, H., Wang, L., & Fang, W. (2019). Copulas-based bivariate socioeconomic drought dynamic risk assessment in a changing environment. *Journal of Hydrology*, 575, 1052-1064. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.06.010>

Hagenlocher, M., Meza, I., Anderson, C. C., Min, A., Renaud, F. G., Walz, Y., Siebert, S., & Sebesvari, Z. (2019). Drought vulnerability and risk assessments: State of the art, persistent gaps, and research agenda. *Environmental Research Letters*, 14(8), 083002. Recuperado de <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/ab225d/meta>

Hayes, M., Svoboda, M., Wall, N., & Widhalm, M. (2011). The Lincoln Declaration on Drought Indices: Universal meteorological drought index recommended. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(4), 485-488.

Heim, Jr., R. R. (2002). A review of twentieth-century drought indices used in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(8), 1149-1166. Recuperado de

https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/83/8/1520-0477-83_8_1149.xml

Hoddinott, J., & Quisumbing, A. (2003). Methods for microeconomic risk and vulnerability assessment. In: *Risk, shocks, and human development* (pp. 62-100). London, UK: Palgrave Macmillan. Recuperado de https://doi.org/10.1057/9780230274129_4

Iglesias, A., Moneo, M., & Quiroga, S. (2007). Methods for evaluating social vulnerability to drought (Part 1. Components of drought planning. 1.3. Methodological component). In: Iglesias, A., Moneo, M., & López-Francos, A. (eds.). *Drought management guidelines technical annex. Zaragoza: CIHEAM / EC MEDA Water, 129-133.* (Options Méditerranéennes: Série B. Etudes et Recherches; n. 58). Recuperado de <http://om.ciheam.org/om/pdf/b58/00800538.pdf>

IPCC, Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. (2014). *Cambio climático 2014. Impactos, adaptación y vulnerabilidad - Resumen para responsables de políticas. Contribución del Grupo de Trabajo II al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre El Cambio Climático.* Recuperado de https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/03/ar5_wgII_spm_es-1.pdf

IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change. (2012). *Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation.* Field, C., Barros, V., Stocker, T., & Dahe, Q. (eds.). Cambridge University Press. Recuperado de

https://archive.ipcc.ch/pdf/special-reports/srex/SREX_Full_Report.pdf

IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate Change. (2001). *The Scientific Basis*. Cambridge, UK; New York, USA: Cambridge University Press. Recuperado de <http://webpages.icav.up.pt/PTDC/CVT/098487/2008/IPPC,%202001.pdf>

Jordaan, A. J. (2006). *Disaster risk assessment: Thumb sucking or scientific risk quantification?* Paper presented at Annual Congress: Disaster Management Institute of Southern Africa (DMISA) (pp. 1-12). Hartenbosch, South Africa.

Kaly, U., & Pratt, C. (2000). Environmental vulnerability index: Development and provisional indices and profiles for Fiji, Samoa, Tuvalu and Vanuatu. Phase II report for NZODA. In: *SOPAC Technical Report 306*. (pp. 89). Suva, Fiji: SOPAC.

Kanbur, R. (1987). The standard of living: Uncertainty, inequality and opportunity. In: Hawthorn, G. (ed.). *The standard of living*. New York, USA: Cambridge University Press.

Kates, R. W. (1985). The interaction of climate and society. In: Kates, R. W., Ausubel, J. H., & Berbarian, M. (eds.). *Climate impacts assessment* (pp. 3-36). Chichester, UK: John Wiley. Recuperado de <http://www.rwkates.org/pdfs/a1985.01.pdf>

Kogan, F. N. (1990). Remote sensing of weather impacts on vegetation in non-homogeneous areas. *International Journal of Remote*

Sensing, 11(8), 1405-1419. Recuperado de
<https://doi.org/10.1080/01431169008955102>

Kogan, F. N. (1995). Droughts of the late 1980s in the United States as derived from NOAA polar orbiting satellite data. *Bulletin of the American Meteorology Society*, 76(5), 655-668. Recuperado de [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1995\)076<0655:DOTLIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1995)076<0655:DOTLIT>2.0.CO;2)

Luers, A. L., Lobell, D. B., Sklar, L. S., Addams, C. L., & Matson, P. A. (2003). Method for quantifying vulnerability, applied to the agricultural system of the Yaqui Valley, Mexico. *Global Environmental Change*, 13(4), 255-267. Recuperado de https://yaquivalley.stanford.edu/pdf/luers_GEC_2003.pdf

Magaña, V. (2013). *Guía metodológica para la evaluación de la vulnerabilidad ante cambio climático*. México, DF, México: Instituto Nacional de Ecología y Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo.

Marcos, O. (2001). Sequía: definiciones, tipología y métodos de cuantificación. *Investigaciones Geográficas*, 26, 59-80. Recuperado de <http://rua.ua.es/dspace/handle/10045/363>

Me-Bar, Y., & Valdez, F, Jr. (2005). On the vulnerability of the ancient Maya society to natural threats. *Journal of Archaeological Science*, 32, 813-825. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.jas.2004.11.015>

Meza, I., Siebert, S., Döll, P., Kusche, J., Herbert, C., Eyshi-Rezaei, E., Nouri, H., Gerdener, H., Popat, E., Frischen, J., Naumann, G., Vogt, J. V., Walz, Y., Sebesvari, Z., & Hagenlocher, M. (2020). Global-scale

- drought risk assessment for agricultural systems. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20(2), 695-712. Recuperado de <https://doi.org/10.5194/nhess-20-695-2020>
- Mckee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. *AMS 8th Conference on Applied Climatology*, 17(22), 179-184. Recuperado de <https://doi.org/citeulike-article-id:10490403>
- Mishra, A., & Singh, V. P. (2010). A review of drought concepts. *Journal of Hydrology*, 391(1-2), 202-216. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.012>
- Modarres, R. (2007). Streamflow drought time series forecasting. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 21(3), 223-233.
- Nalbantis, I., & Tsakiris, G. (2008). Assessment of hydrological drought revisited. *Water Resources Management*, 23(5), 881-897.
- Naumann, G., Barbosa, P., Garrote, L., Iglesias, A., & Vogt, J. (2013). Exploring drought vulnerability in Africa: An indicator-based analysis to inform early warning systems. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 10(10), 12217-12254. DOI: 10.5194/hess-18-1591-2014
- Narasimhan, B., & Srinivasan, R. (2005). Development and evaluation of Soil Moisture Deficit Index (SMDI) and Evapotranspiration Deficit Index (ETDI) for agricultural drought monitoring. *Agricultural and Forest Meteorology*, 133(1), 69-88. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2005.07.012>

- NDMC, National Drought Mitigation Center. (1995). *Understanding the drought phenomenon: The role of definitions*. Lincoln, USA: National Drought Mitigation Center.
- OMM & GWP, Organización Meteorológica Mundial y Asociación Mundial para el Agua. (2006). *Vigilancia y alerta temprana de la sequía: conceptos, progresos y desafíos futuros*. Ginebra, Suiza. Organización Meteorológica Mundial y Asociación Mundial para el Agua. Recuperado de https://www.droughtmanagement.info/literature/WMO_drought_monitoring_early_warning_es_2006.pdf
- OMM & GWP, Organización Meteorológica Mundial y Asociación Mundial para el Agua. (2016). *Manual de indicadores e índices de sequía*. Programa de Gestión Integrada de Sequías. Recuperado de http://www.droughtmanagement.info/literature/WMO-GWP_Manual-de-indicadores_2016
- Ortega-Gaucin, D. (2012a). *Drought in Nuevo León: Vulnerability, impacts, and mitigation strategies*. Monterrey, México: Instituto del Agua del Estado de Nuevo León. Recuperado de <https://agua.org.mx/biblioteca/sequia-en-nuevo-leon-vulnerabilidad-impactos-y-estrategias-de-mitigacion/>
- Ortega-Gaucin, D. (2012b). *Impacto socio-económico de la sequía en un distrito de riego: estrategias para mitigarlo*. Saarbrücken, Alemania: Editorial Académica Española.
- Ortega-Gaucin, D., Ceballos-Tavares, J. A., Ordoñez, A., & Castellano-Bahena, H. V. (2021). Agricultural drought risk assessment: A spatial analysis of hazard, exposure, and vulnerability in Zacatecas, Mexico.

Water, 13(10), 1431. Recuperado de
<https://doi.org/10.3390/w13101431>

Ortega-Gaucin, D., De-la-Cruz-Bartolón, J., & Castellano-Bahena, H. V. (2018a). Drought Vulnerability Indices in Mexico. *Water*, 10 (11), 1671. MDPI AG. Recuperado de <https://doi.org/10.3390/w10111671>

Ortega-Gaucin, D., De-la-Cruz-Bartolón, J., & Castellano-Bahena, H. V. (2018b). Hazard, vulnerability, and risk due to drought in the context of climate change in Mexico. In: *Water and climate change* (pp. 80-105). Jiutepec, México: Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. Recuperado de <http://repositorio.imta.mx/handle/20.500.12013/2192>

Ortega-Gaucin, D., López, M., & Arreguín, F. I. (2016). Drought risk management in Mexico: Progress and challenges. *International Journal of Safety and Security Engineering*, 6(2), 161-170. Recuperado de <https://doi.org/10.2495/SAFE-V6-N2-161-170>

Ortega-Gaucin, D., & Velasco, I. (2015). Program of preventive and mitigation measures in the Río Balsas Basin Council, Mexico. In: Andreu, J., Solera, A., Paredes-Arquiola, J., Haro-Monteagudo, D., & Van-Lanen, H. (eds.). *Drought: Research and science-policy interfacing* (pp. 493-498). The Netherlands: CRC Press/Balkema. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/275963665_Program_of_Preventive_and_Mitigation_Drought_Measures_in_the_Rio_Balsas_Basin_Council_Mexico

- Palmer, W. C. (1968). Keeping track of crop moisture conditions, nationwide: The new crop moisture index. *Weatherwise*, 21(4), 156-161. DOI: 10.1080/00431672.1968.9932814
- Palmer, W. C. (1965). *Meteorological drought*. Weather Bureau Research Paper No. 45. Washington, DC, USA: US Department of Commerce. Recuperado de https://www.droughtmanagement.info/literature/USWB_Meteorological_Drought_1965.pdf
- Park, S., Im, J., Jang, E., & Rhee, J. (2015). Drought assessment and monitoring through blending of multi-sensor indices using machine learning approaches for different climate regions. *Agricultural and Forest Meteorology*, 216, 157-169. Recuperado de <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2015.10.011>
- Patrick, E. (2003). *Sequía: vulnerabilidad y crisis en las tierras áridas*. New York, USA: Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD).
- Peduzzi, P., Dao, H., Herold, C., & Mouton, F. (2009). Assessing global exposure and vulnerability towards natural hazards: The Disaster Risk Index. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 1149-1159. Recuperado de <https://nhess.copernicus.org/articles/9/1149/2009/nhess-9-1149-2009.pdf>
- Rhee, J., & Im, J. (2017). Meteorological drought forecasting for ungauged areas based on machine learning: Using long-range climate forecast and remote sensing data. *Agricultural and Forest*

Meteorology, 237, 105-122. Recuperado de
<https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.02.011>

Safavi, H. R., Esfahani, M. K., & Zamani, A. R. (2014). Integrated index for assessment of vulnerability to drought, case study: Zayandehrood River Basin, Iran. *Water Resources Management*, 28(6), 1671-1688. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s11269-014-0576-4>

Shafer, B., & Dezman, L. (1982). Development of a Surface Water Supply Index (SWSI) to assess the severity of drought conditions in Snowpack Runoff Areas. In: *Proceedings of the Western Snow Conference* (pp. 164-175). Recuperado de <https://westernsnowconference.org/sites/westernsnowconference.org/PDFs/1982Shafer.pdf>

Sisto, N., Guajardo-Quiroga, R., & Aguilar-Barajas, I. (2011). Estimación de los impactos económicos de una sequía. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 2(2), 111-123. Recuperado de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2007-24222011000200008&lng=es&tlng=es

Schneiderbauer, S., & Ehrlich, D. (2004). Risk, hazard, and people's vulnerability to natural hazards: A review of definitions, concepts and data. *European Commission Joint Research Centre, EUR*, 21410, 40. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/268149143_Risk_Hazard_and_People's_Vulnerability_to_Natural_Hazards_a_Review_of_Definitions_Concepts_and_Data

- Schuschny, A., & Soto, H. (2009). *Guía metodológica, diseño de indicadores compuestos de desarrollo sostenible*. Santiago de Chile, Chile: CEPAL, Naciones Unidas. Recuperado de <https://www.cepal.org/es/publicaciones/3661-guia-metodologica-diseno-indicadores-compuestos-desarrollo-sostenible>
- Tate, E. L., & Gustard, A. (2000). Drought definition: A hydrological perspective. In: Voght J. V., & Somma, F. (eds.). *Drought and drought mitigation in Europe (advances in natural and technological hazard research)*. Vol 14. Dordrecht, The Netherlands: Springer. Recuperado de https://doi.org/10.1007/978-94-015-9472-1_3
- Tarpley, J. D., Schneider, S. R., & Money, R. L. (1984). Global vegetation indices from the NOAA7 meteorological satellite. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23(3), 491-494. Recuperado de [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1984\)023<0491:GVIFTN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1984)023<0491:GVIFTN>2.0.CO;2)
- Tsakiris, G. (2007). Practical application of risk and hazard concepts in proactive planning. *European Water*, 19(20), 47-56. Recuperado de https://www.ewra.net/ew/pdf/EW_2007_19-20_05.pdf
- Tsakiris, G., Nalbantis, I., Vangelis, H., Verbeiren, B., Huysmans, M., Tychon, B., & Batelaan, O. (2013). A System-based paradigm of drought analysis for operational management. *Water Resources Management*, 27(15), 5281-5297. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s11269-013-0471-4>

- Timmerman, P. (1981). Vulnerability, resilience, and the collapse of society. In: *Environmental Monograph*, No. 1. Toronto, Canada: Institute for Environmental Studies, University of Toronto.
- UNCCD, FAO, GWP, & WMO, Convención de las Naciones Unidas para el Combate de la Desertificación, Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura, & Asociación Mundial para el Agua y Organización Meteorológica Mundial. (2019). *Drought impact and vulnerability assessment: Available approaches and policy recommendations*. UNCCD. Recuperado de <https://www.unccd.int/publications>
- UNISDR, Estrategia Internacional para la Reducción de Desastres. (2009). En: *Terminología sobre reducción del riesgo de desastres*, 43. Recuperado de http://www.unisdr.org/files/7817_UNISDRTerminologySpanish.pdf
- UNDRO, United Nations Disaster Relief Organization. (1979). *Natural disasters and vulnerability analysis*. Report of Experts Group Meeting. Geneva, Switzerland: UN, United Nations Disaster Relief Organization.
- Valiente, M. (2001). Sequía: definiciones, tipologías y métodos de cuantificación. *Investigaciones Geográficas (España)*, (26), 59-80. Universidad de Alicante Alicante, España. Recuperado de https://www.redalyc.org/pdf/176/Resumenes/Resumen_17602604_1.pdf
- Van-Rooy, M. P. (1965). A rainfall anomaly index (RAI) independent of time and space. *Notos*, 14, 43-48.

- Velasco, I. (2002). *Plan de preparación para afrontar sequías en un distrito de riego* (tesis de Doctorado en Ingeniería Hidráulica). Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Velasco, I., Ochoa, L., & Gutiérrez, C. (2005). Sequía, un problema de perspectiva y gestión. *Región y Sociedad*, 17(34), 35-71. Recuperado de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1870-39252005000300002&lng=es&tlng=es
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., & López-Moreno, J. I. (2010). A multiscale drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of Climate*, 23(7), 1696-1718. Recuperado de <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2909.1>
- Wanders, N., Van-Lanen, H. A. J., & Van-Loon, A. F. (2010). *WATCH Technical Report No. 24: Indicators for drought characterization on a global scale*. Recuperado de <https://library.wur.nl/WebQuery/wurpubs/fulltext/160049>
- Webb, P., & Harinarayan, A. (1999). A measure of uncertainty: The nature of vulnerability and its relationship to malnutrition. *Disasters*, 23(4), 292-305.
- Welle, T., & Birkmann, J. (2015). The World Risk Index - An Approach to assess risk and vulnerability on a global scale. *Journal of Extreme Events*, 2(1), 1550003. Recuperado de <https://doi.org/10.1142/S2345737615500037>

- Wilhite, D. A. (ed.). (2005). *Drought and water crises: Science, technology, and management issues*. Boca Raton, USA: Taylor & Francis, CRC Press.
- Wilhite, D. A. (2000). Chapter 1 Drought as a natural hazard: Concepts and definitions. In: Wilhite, D. (ed.). *Drought: A global assessment*. (pp. 3-18). London, England: Routledge. Recuperado de <http://digitalcommons.unl.edu/droughtfacpub/69>
- Wilhite, D. A., & Glantz, M. H. (1985). *Understanding the drought phenomenon: The role of definitions*. Recuperado de <http://digitalcommons.unl.edu/droughtfacpub/20>
- Winsemius, C., Jongman, B., Veldkamp, I. E., Hallegatte, S., Bangalore, M., & Ward, P. J. (2018). Disaster risk, climate change, and poverty: Assessing the global exposure of poor people to floods and droughts. *Environment and Development Economics*, 23(3), 328-348. Recuperado de <https://doi.org/10.1017/S1355770X17000444>
- Wisner, B., Blaikie, P., Cannon, T., & Davis, I. (2003). *At risk: Natural hazards, people's vulnerability and disasters* (2nd ed.). Recuperado de https://www.preventionweb.net/files/670_72351.pdf
- Wood, N. (2011). *Understanding risk and resilience to natural hazards*. Vancouver, USA: U.S. Geological Survey Fact Sheet: (p. 2). Recuperado de <http://pubs.usgs.gov/fs/2011/3008/>
- Yen, B. C. (1971). Risks in hydrologic design of engineering projects, *Journal of the Hydraulics Division*, 97(9), 1525-1526. Recuperado de <https://doi.org/10.1061/JYCEAJ.0002476>

- Zhang, R., Chen, Z. Y., Xu, L. J., & Ou, C. Q. (2019). Meteorological drought forecasting based on a statistical model with machine learning techniques in Shaanxi province, China. *Science of the Total Environment*, 665, 338-346. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.01.431>
- Zarafshani, K., Sharafi, L., Azadi, H., Hosseininia, G., De-Maeyer, P., & Witlox, F. (2012). Drought vulnerability assessment: The case of Wheat farmers in Western Iran. *Global and Planetary Change*, 98-99, 122-130. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.08.012>

DOI: 10.24850/j-tyca-2022-02-02

Artículos

Peligro por inundación durante el huracán Stan en la cuenca del río Vicente Guerrero, Siltepec, Chiapas, México

Danger from flooding during Hurricane Stan in the Vicente Guerrero River basin, Siltepec, Chiapas, Mexico

Rodrigo Roblero-Hidalgo¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-6361-8084>

Jesús Chávez-Morales², ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-2894-5853>

Laura Alicia Ibáñez-Castillo³, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-9287-655X>

Oscar L. Palacios-Vélez⁴, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-7907-2802>

¹Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Jiutepec, Morelos, México, rodrigo_roblero@tlaloc.imta.mx

²Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo, Montecillo, Texcoco, Estado de México, México, chavezje@colpos.mx

³Universidad Autónoma Chapingo, Chapingo, Texcoco, Estado de México, México, libacas@gmail.com

⁴Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo, Montecillo, Texcoco, Estado de México, México, opalacio@colpos.mx

Autor para correspondencia: Rodrigo Roblero-Hidalgo, rodrigo_roblero@tlaloc.imta.mx

Resumen

El huracán Stan afectó social, económica, hidrológica e hidráulicamente la cuenca del río Vicente Guerrero, Siltepec, Chiapas, México, del 3 al 6 de octubre de 2005, registrándose en la zona precipitaciones máximas de 552 mm/día el día 5 de octubre de 2005. Mediante modelación hidrológica, con el modelo HEC-HMS, se obtuvo un gasto pico de 460.1 m³/s, a la salida de la cuenca y los hidrogramas a la salida en cada subcuenca. Esos datos se utilizaron en la modelación hidráulica, con el modelo IBER, que reportó niveles máximos en el cauce de 5.75 m y velocidades máximas de 11.38 m/s. Se generaron anchos de bandas de inundación de 100 m en ambas márgenes. Los resultados se validaron con la información de una imagen satelital de Bing Maps de diciembre 2005, que muestra la banda de paso del huracán, comparando las coordenadas, X, Y, Z del evento simulado contra el observado, alcanzando un $r^2 = 0.99$ para cada margen. Con esta información se generó un "mapa de peligrosidad", de acuerdo con la Norma ACA de IBER, resultando que

más de un 80 % del área de la envolvente de inundación presenta peligrosidad "elevada".

Palabras clave: cuenca, modelo hidrológico, modelo hidráulico, peligrosidad.

Abstract

Hurricane Stan (October 3 to 6, 2005) affected the Vicente Guerrero River basin, Siltepec, Chiapas, Mexico, socially, economically, hydrologically, and hydraulically. On October 5, 2005, the maximum precipitation of 552 mm/day fell. Through hydrological modeling, with the HEC-HMS model, a peak flow of 460.1 m³/s at the outlet of the basin and the hydrographs at the exit in each sub-basin were obtained. These data were used in hydraulic modeling with the IBER model, which reported maximum levels of 5.75 m and maximum speeds of 11.38 m/s in the channel. Flood bandwidths of 100 m were generated on both banks. The results were validated with the information of a Bing Maps satellite image of December 2005, observed at the passage of the hurricane, comparing the coordinates, X, Y, and Z, of the simulated event against the observed event, achieving $r^2 = 0.99$ for each margin. With this information, a "hazard map" was generated, by IBER's ACA Standard, which showed that more than 80 % of the area of the flood envelope is in very high danger.

Keywords: Basin, hydrological model, hydraulic model, hazard risk.

Recibido: 23/05/2019

Aceptado: 10/02/2021

Introducción

La inundación es el proceso que se produce cuando el caudal que se genera por la precipitación en una cuenca hidrológica supera la capacidad de los cauces en los ríos para conducirlo y éstos se desbordan. Los excesos de agua pueden cubrir las partes bajas provocando inundaciones, afectando a poblaciones y zonas aledañas. Las inundaciones pueden ser provocadas por el exceso de precipitación, ciclones tropicales, falla de obras hidráulicas y por las actividades humanas (Cenapred, 2001).

Se calcula que en el siglo XX fallecieron 32 millones de personas debido a inundaciones (Cenapred, 2001). En el mundo, en el periodo de 1981-2000 y 2001-2010, los costos asociados con estos eventos se incrementaron en un 200 %. Además, con el crecimiento de la población en el orbe también aumentó el número de personas que en promedio están anualmente expuestas a inundaciones debido a que los nuevos asentamientos se ubican en llanuras inundables. De 1970 a 2010 la población expuesta a las consecuencias de una inundación creció de 33.3

a 70.4 millones de personas (Mejía-Estrada, Rodríguez-Rincón, & Pedrozo-Acuña, 2015).

De acuerdo con la Comisión Nacional del Agua (Conagua), fueron ocho los huracanes que impactaron directamente a México durante el 2005: Bret, Cindy, Dora, Emily, Gert, José, Stan y Wilma (Cenapred, 2005).

El 1° de octubre de 2005 se generó la depresión tropical número 20, que pasó de depresión tropical a la tormenta tropical Stan, con vientos máximos sostenidos de 75 km/h y rachas de 90 km/h.

El día 2 cruzó la península de Yucatán con trayectoria hacia el oeste-noroeste; al avanzar sobre tierra empezó a perder fuerza, por lo que al final del día se encontraba a 10 km al sureste de la población de Celestún, Yucatán, como depresión tropical, con vientos máximos sostenidos de 55 km/h.

El día 3 la depresión tropical salió al Golfo de México y a las 4:00 horas ya se encontraba nuevamente como tormenta tropical, con vientos máximos sostenidos de 65 km/h y rachas de 85 km/h. Durante el resto de este día mantuvo su desplazamiento hacia el oeste, cruzando la parte suroeste del Golfo de México.

El día 4, cuando se encontraba a 75 km al norte de Coatzacoalcos, Veracruz, el avión cazahuracanes reportó que la tormenta tropical se había intensificado a huracán de categoría I, con vientos máximos sostenidos de 130 km/h y rachas de 155 km/h. El huracán siguió su trayectoria con rumbo hacia la costa de Veracruz, y poco antes de las

10:00 horas local tocó tierra entre Punta Roca Partida y Monte Pío, Veracruz, a unos 20 km al noreste de San Andrés Tuxtla, Veracruz, con vientos máximos sostenidos de 130 km/h. Al tocar tierra empezó a perder fuerza y así, unas horas más tarde, cuando se encontraba a 25 km al este-sureste de Villa Azueta, Veracruz, se degradó a tormenta tropical, con vientos máximos sostenidos de 105 km/h y rachas de 130 km/h. Al cruzar la sierra norte de Oaxaca la tormenta tropical se debilitó a depresión tropical, a una distancia de 30 km al noreste de la ciudad de Oaxaca, presentando vientos máximos sostenidos de 55 km/h y rachas de 75 km/h.

Finalmente, el día 5, después de haber avanzado sobre la región montañosa del estado de Oaxaca, la depresión tropical entró en proceso de disipación, a una distancia de 60 km al oeste-suroeste de la ciudad de Oaxaca.

Durante el recorrido del huracán Stan, las bandas nubosas dieron lugar a lluvias intensas que afectaron con inundaciones, deslaves y daños materiales a los estados de Chiapas, Veracruz, Oaxaca, Puebla, Quintana Roo, Yucatán, Campeche y Tabasco (Hernández-Unzón & Bravo, 2005).

Con registros de precipitación en Guatemala —del 1° al 10 de octubre de 2005— de 868.2 mm en la zona de la ciudad de Tecún Umán, alcanzó el valor extremo en 24 h de 265.2 mm para el 4 de octubre (Dardón & Morales, 2006).

En la zona de Tapachula se reportó que el 4 de octubre de 2005 hubo 2 000 casas desaparecidas, cerca de 100 000 personas

damnificadas, cuatro puentes y la vía del ferrocarril destruidos. Desde el 1º hasta el 3 de octubre, la precipitación en la zona montañosa cercana al complejo volcánico Tacaná fue de 143 mm, mientras que el día 4 fue de 242 mm (Murcia & Macías, 2009).

Las pérdidas económicas durante 2005 se estiman superiores a 1 500 millones de pesos para el sector infraestructura de la vivienda en Chiapas. A nivel nacional se estimó un valor monetario de pérdidas por más de 45.4 miles de millones de pesos (Cenapred, 2005).

Debido al efecto destructivo de la temporada de huracanes en Chiapas, el poder ejecutivo solicitó el 26 de septiembre de 2005 a la Federación la declaratoria de emergencia para los 12 primeros municipios afectados por las intensas lluvias ocurridas los días 24 y 25 de septiembre; para las registradas del 3 al 6 de octubre se solicitó la ampliación de la declaratoria de emergencia para 29 municipios más, sumando un total de 41 municipios, declarada en el boletín número 250 de la Coordinación General de Protección Civil; se procedió a instalar el Comité de Evaluación de Daños el 12 de octubre (Hacienda del Estado de Chiapas, 2005), y se declaró en emergencia a los municipios de Tonalá, Arriaga, Suchiate, Metapa de Domínguez, Unión Juárez, Frontera Hidalgo, Cacaohatán, Tuxtla Chico, El Porvenir, Siltepec, Mazapa de Madero, Bella Vista, Benemérito de las Américas, La Grandeza, Bejucal de Ocampo, Amatenango de la Frontera, Frontera Comalapa, La Concordia, Ángel Albino Corzo, Villa Corzo, Villaflores, Suchiapa, Chiapa de Corzo, Montecristo de Guerrero, La Libertad, Catazajá, Chicomuselo, Cintalapa y San Cristóbal de las casas en el del estado de Chiapas (DOF, 2005).

Finalmente se estableció la Comisión Especial de Reconstrucción para las Conas Afectadas por Stan (Sabines-Guerrero, 2006).

Muchas personas perecieron, otras perdieron todos sus bienes y otras quedaron incomunicadas por días (Reyes-Hernández, 2006).

El huracán Stan dejó una lección en cuanto al riesgo provocado por inundaciones. Desde entonces se busca trabajar con la comunidad y sus instituciones, así como iniciar procesos de prevención y mitigación de daños con base en la comunicación eficaz y permanente ante futuras amenazas; por ello se propone un programa hacia la gestión del riesgo, encaminado a proporcionar información y estrategias psicopedagógicas participativas (Álvarez-Gordillo, Álvarez-Gordillo, Eroza-Solana, & Dorantes-Jiménez, 2008).

El huracán trajo consigo un desplazamiento interno de personas de la entidad tanto por la pérdida de bienes como por la reubicación en lugares circunvecinos. Al realizarla reubicación se modificaron los medios de vida existentes. En consecuencia, las actuales condiciones han propiciado una migración (Martínez-Velasco, Lopez-Ochoa, Álvarez-Gordillo, & Schmook, 2016).

Como parte de las acciones de la mitigación contra inundaciones se definen dos grandes grupos: 1) medidas estructurales, cuyo objetivo es evitar o mitigar los daños provocados por una inundación mediante la construcción de obras (regulación, rectificación y protección) (Martín-Vide, 2013); y 2) medidas no estructurales, que corresponden a acciones complementarias para mitigar los efectos de inundaciones basado en

acciones de no obra sino en acciones indirectas e institucionales (Salas, 1999).

Dentro de las acciones institucionales y durante la temporada de lluvia, ante la presencia de un fenómeno hidrometeorológico capaz de generar una inundación, se llevan a cabo medidas cuya finalidad es conocer su evolución durante sus diferentes fases: ocurrencia y cuantificación de la precipitación, transformación en escurrimiento superficial, regulación a lo largo del cauce, desfasamiento en el tiempo, y atenuación del gasto máximo y operación de la infraestructura hidráulica. Sin embargo, uno de los problemas más recurrentes en el monitoreo de las cuencas es disponer de la información básica que se requiere para el desarrollo de estudios hidrológicos (Godínez-Acosta, 1990).

La hidrología ha utilizado métodos tradicionales para pronosticar niveles de inundación (Agudelo-Otálora, Moscoso-Barrera, Paipa-Galeano, & Mesa-Sciarrotta, 2018). Es por ello que la hidrología de avenidas es un tema que ha cobrado mucha relevancia debido al estudio de inundaciones (Aldama, 2000). El uso de modelos en cuencas hidrológicas es un tema que va en aumento, como lo señala Singh (1995). Varios autores han propuesto metodologías para realizar estudios hidrológicos, con el afán de sistematizarlos (Campos-Aranda, 1991; Campos-Aranda, 1994), todas basadas en el concepto de cuenca, definida como la unidad territorial de gestión donde los grupos sociales tienen diferentes costumbres, reglas de acceso y control sobre los recursos hídricos a través de instituciones formales y no formales. De esta forma, en la cuenca ocurren procesos naturales y sociales a diferentes escalas:

local, comunitaria, microrregional, regional, estatal, nacional y global (Arellano-Monterrosas, 2012).

Los modelos hidrológicos son representaciones simplificadas de los sistemas hidrológicos reales, a partir de los cuales se estudia la relación precipitación-escorrentía en una cuenca, a través de datos de entrada y salida; además, permite la simulación del comportamiento hidrológico de los procesos físicos dentro de la misma (Oropeza, 1999).

Vargas-Castañeda, Ibáñez-Castillo y Arteaga-Ramírez (2015) presentan una serie de modelos hidrológicos enfocados en el estudio de la relación lluvia-escorrentía. En la actualidad existen una serie de modelos hidrológicos desarrollados para diferentes condiciones, lugares y situaciones específicas (CDM, 2001). En el caso particular de México, se han aplicado los modelos lluvia-escorrentía SWAT y HEC-HMS (Vargas-Castañeda *et al.*, 2015). Sin embargo es necesario diferenciar los modelos hidrológicos para cuencas, que se enfocan a la determinación de los hidrogramas de escorrentía y los modelos hidráulicos, que estudian en detalle las características del flujo en tramos específicos de los cauces, como los analizados por Singh (1995), Texas A&M (2015) e IBER (2014).

Entre las aplicaciones en modelación se pueden mencionar las siguientes: modelación hidrológica continua para fines de pronóstico de avenidas en ríos (Pérez-Luna, 2015); análisis de cambio de uso de suelo de 1990 a 2005, en donde se refleja un buen estado de conservación en la cuenca del río Huehuetán, localizado en la costa de Chiapas (Juárez-Méndez, Ibáñez-Castillo, Pérez-Nieto, & Arellano-Monterrosas, 2009);

evaluación de la erosión hídrica provocada por las lluvias extremas del huracán Stan en octubre de 2005 en las cuencas de los ríos Huixtla, Huehuetán y Coatán, localizadas en Chiapas (Pérez-Nieto, Arellano-Monterrosas, Ibáñez-Castillo, & Hernández-Saucedo, 2012; Pérez-Nieto, 2013); aplicación del método del "número de curva" (CN) del Servicio de Conservación de Suelos (SCS) en tres microcuencas dentro de la cuenca del río Coatán, en Chiapas, para varios eventos de lluvia ocurridos durante 2011, obteniendo los números de curva (CN) de 69 para Vega de los Gatos, 55 Progreso y 72 Chanjalé (Ibáñez-Castillo, Alonso-Sánchez, Arteaga-Ramírez, & Vázquez-Peña, 2014); determinación de niveles y caudales en los ríos de Amacuzac y San Gerónimo mediante dos modelos hidrológicos determinísticos (Ba, Díaz-Delgado, & Rodríguez-Osorio, 2001); aplicación del modelo de simulación hidráulica HEC-RAS para delimitar las zonas con riesgo a inundación en la subcuenca del río La Antigua, Veracruz, que considera la vulnerabilidad y el peligro de un sistema ante la ocurrencia de un fenómeno extremo perturbador (Larios-Tlali, Torres-Benites, Quevedo-Nolasco, Martínez-Menes, & Salgado-Tránsito, 2015). En otro estudio se estimó la tormenta de diseño para periodos de retorno en la región semiárida de la subcuenca del Río Nuevo, a fin de determinar las áreas de inundación del cauce principal mediante un modelo integrado, que consiste en desarrollar un acoplamiento de los modelos hidrológico e hidráulico para diferentes periodos de retorno, alimentados con un Análisis Regional de Frecuencia (ARF) (Salazar-Briones *et al.*, 2018). En otro estudio se realizó la simulación del escurrimiento en el río Yautepec, Morelos, donde se delimitaron zonas de

inundación de este río para diferentes periodos de retorno (Zúñiga-Malpica, 2010). Finalmente se puede mencionar el uso del modelo hidrológico MIKE-SHE para simular procesos de escorrentía de agua de la cuenca hidrológica del río Teapa en el sureste de México (Torres, Nikolskii, Martínez-Miranda, & Martínez, 2018).

Con base en lo revisado, el objetivo del estudio es cuantificar el peligro por inundación provocado por el huracán Stan en la cuenca del río Vicente Guerrero, Siltepec, Chiapas, México.

Materiales y métodos

A continuación se presentan la ubicación del área de estudio, las características del modelo de elevaciones topográficas, la capa de uso de suelo y vegetación, la capa edafológica, la información de precipitación diaria, y las principales características del modelo hidrológico e hidráulico utilizado.

Zona de estudio

La investigación se realizó en la cuenca del río Vicente Guerrero, en el municipio de Siltepec, Chiapas, México, con un área de 208.5 km², que se localiza en la región hidrológica 30 Grijalva-Usumacinta, en las coordenadas: 15° 38' 6.21" a 15° 26' 50.27" latitud norte y -92° 26' 48.6" a -92° 15' 10.68" longitud oeste (Figura 1).

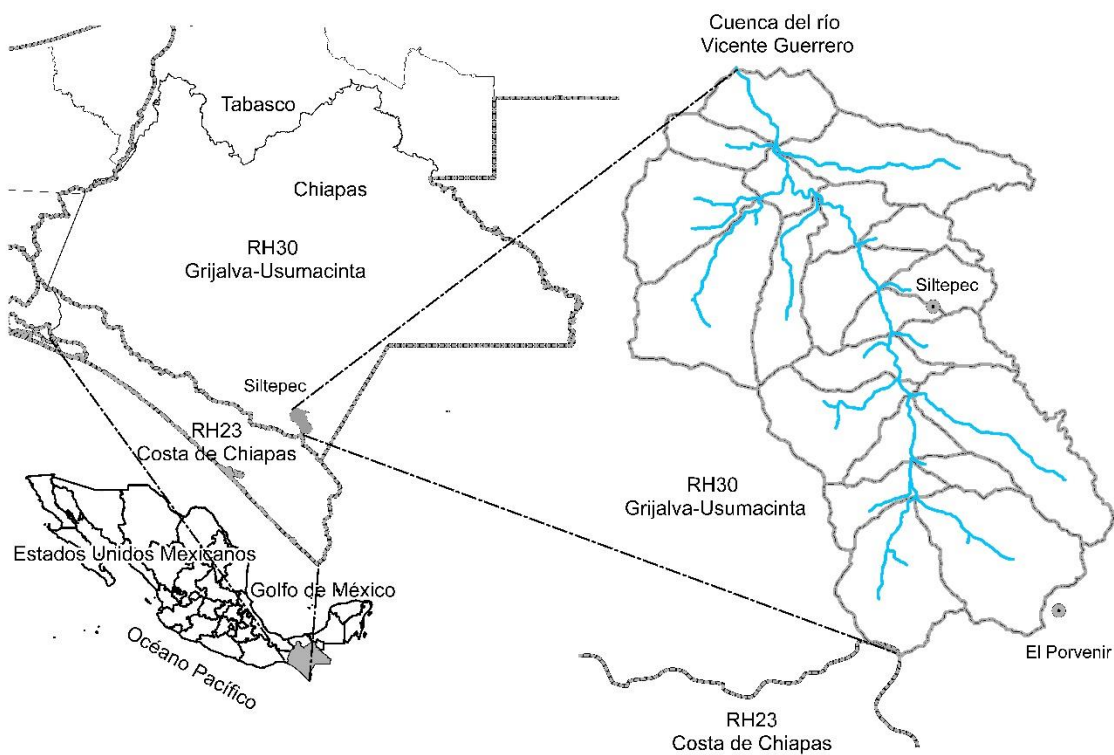


Figura 1. Ubicación de la cuenca del río Vicente Guerrero, Siltepec, Chiapas.

Información utilizada

El modelo digital de elevaciones (MDE) se obtuvo del Continuo de Elevaciones Mexicano, CEM 3.0, en formato ráster con extensión *.bil, que almacena las coordenadas (X , Y), y las elevaciones (Z) de puntos espaciados y distribuidos de modo regular con una resolución de 15 m x 15 m (INEGI, 2013), con las coordenadas que se describen en la descripción de la zona de estudio.

El conjunto de datos vectoriales de uso del suelo y vegetación se obtuvieron de la Serie III, con escala 1:250 000, editada en 2003, con clave D15-2 (INEGI, 2003).

El conjunto de datos vectoriales edafológicos se obtuvieron de la Serie II, con escala 1:250 000, editada en 2007, con clave D15-2 (INEGI, 2007).

La información de precipitación corresponde a la precipitación diaria en las estaciones meteorológicas convencionales 7339-El Porvenir y 7224-Chicomuselo (SMN, 2017).

El modelo hidrológico utilizado fue el HEC HMS 4.2.1 (Feldman, 2000) y su manual de referencia (Scharffenberg, 2015).

El modelo hidráulico bidimensional utilizado fue el IBER, versión 2.4.3 (IBER, 2014), y su manual de referencia (Bladé *et al.*, 2014).

Metodología

La Figura 2 muestra en forma de diagrama de bloques los diferentes componentes y etapas de la metodología utilizada. Los principales componentes de la metodología (Figura 2) son la recopilación de la información, modelación hidrológica y modelación hidráulica.

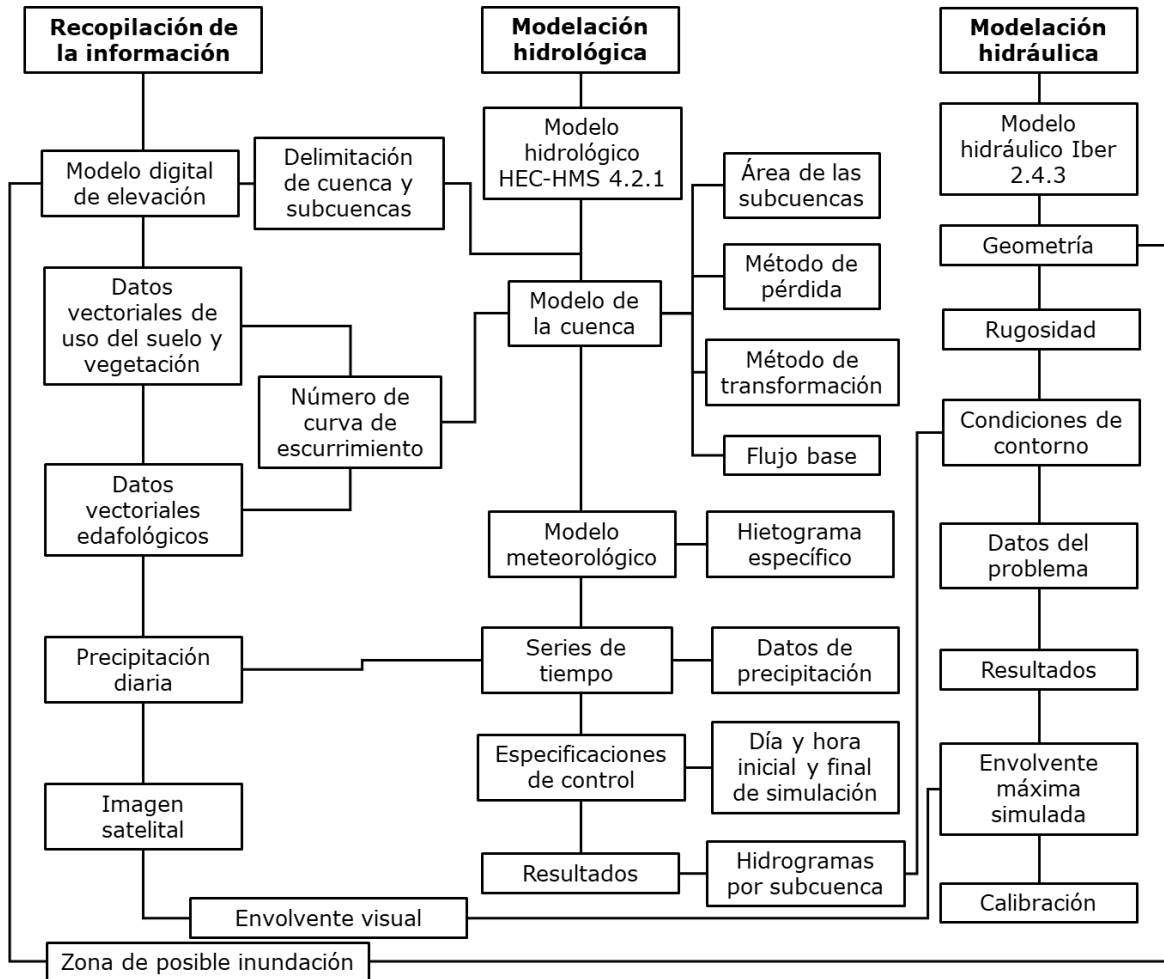


Figura 2. Diagrama general de la investigación, elaboración propia.

Recopilación de la información

A partir del modelo digital de elevación —con el uso del sistema de información geográfica ArcGis (ESRI, 2016) y la extensión ArcSwat (Winchell, Srinivasan, Di-Luzio, & Arnold, 2013)— se delimitaron 21 subcuencas y se obtuvo la hidrografía (Figura 3). Para la cuenca y cada subcuenca se calculó el área, la longitud máxima de su cauce, pendiente media, tiempo de retraso, tiempo de concentración, flujo base y número de curva de escurrimiento ponderado (Tabla 1).



Figura 3. Subcuencas del río Vicente Guerrero, Siltepec, Chiapas.

Tabla 1. Parámetros por subcuenca para la modelación hidrológica.

Núm.	Nombre	A (km ²)	Lc (km)	Sc (adim.)	Tr (min)	Tc (min)	Fb (m ³ /s)	CN
1	Nuevo Siltepec	9.58	5.72	0.023	72.98	121.63	0.00	59.51
2	Nueva Independencia	5.14	4.82	0.097	37.2	62	0.50	61.63
3	Juan Sabines	17.54	11.07	0.087	74.05	123.42	0.50	70.81
4	Rancho Escondido	4.2	4.15	0.027	51.19	85.32	0.00	59.16
5	Cruz de Piedra	9.27	8.59	0.095	57.27	95.45	0.50	65.76
6	Retiro	14.37	6.55	0.049	64.15	106.92	0.25	72.61
7	Vega Guerrero-Cruz de Piedra	5.59	4.59	0.022	60.31	100.52	0.00	69.6
8	Escobillal	4.53	5.06	0.128	34.69	57.82	0.50	73.46
9	Vega Guerrero	9.02	5.59	0.027	67.71	112.85	0.00	77.88
10	Mezcales	5.79	5.01	0.176	31.94	53.23	0.30	77.14
11	San Bartolo	3.99	3.45	0.036	41.22	68.7	0.00	84.49
12	Ángel Díaz	21.04	9.6	0.076	72.61	121.02	0.25	64.04
13	20 de Noviembre	5.6	5.7	0.174	34.66	57.77	0.20	73.67
14	San José Obrero	6.58	4.81	0.107	37.02	61.7	0.50	68.29

Núm.	Nombre	A (km ²)	Lc (km)	Sc (adim.)	Tr (min)	Tc (min)	Fb (m ³ /s)	CN
15	Toquiancito	13.28	6.52	0.112	47.61	79.35	0.50	50.28
16	12 de Abril	20.86	11.05	0.118	68.19	113.65	0.50	68.44
17	San Lucas	5.8	5.46	0.055	49.08	81.8	0.50	49.92
18	Unión San Lucas	3.48	4.6	0.179	28.62	47.7	0.50	63.95
19	Nueva Libertad	5.98	5.61	0.242	31.16	51.93	0.50	57.71
20	Piedra Blanca	21.2	7.91	0.149	51.6	86	1.50	65.88
21	Madronal	15.72	7.53	0.173	46.04	76.73	1.50	52.08
	Siltepec total	208.56	17.16	0.03	143.01	238.33	9.00	*66.01
	Promedio =	9.93	6.35	0.102	50.44	84.07	0.45	*66.01

A = área; Lc = longitud del cauce; Sc = pendiente del cauce; Tr = tiempo de retraso; Tc = tiempo de concentración; Fb = flujo base; CN = valor de curva numérica ponderada; *promedio simple de CN.

El área de la cuenca se determinó a partir del método de polígonos a través de las coordenadas de los vértices de cada subcuenca. La fórmula 1, que permite calcular el área del polígono es (Campos-Aranda, 2011):

$$A = [(x_1 + x_2)(y_1 + y_2) + (x_2 + x_3)(y_2 + y_3) + \dots + (x_n + x_1)(y_n + y_1)]/2 \quad (1)$$

Donde x , y son las coordenadas del polígono de cada subcuenca y n es el número de vértices.

La longitud del cauce se obtuvo aplicando la suma de la ecuación de distancia (dc) entre dos puntos a partir de las coordenadas de cada punto de quiebre que conforma al cauce principal (Campos-Aranda, 2011):

$$dc = \sqrt{[(x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2]} \quad (2)$$

$$Lc = \sum_{i=1}^n dc_n \quad (3)$$

Para la estimación de la pendiente promedio del cauce principal se calculó con la expresión siguiente (Campos-Aranda, 2011):

$$Sc = \left[\frac{n}{\frac{1}{\sqrt{s_1}} + \frac{1}{\sqrt{s_2}} + \dots + \frac{1}{\sqrt{s_n}}} \right]^2 \quad (4)$$

En la cual n es el número de tramos iguales en los cuales se divide el cauce principal y S_i son las pendientes de cada tramo, con $i = 1, 2, 3, \dots, n$ y estimadas como como h_i/l_i .

El tiempo de concentración fue calculado como el promedio de las ecuaciones de Kirpich, Témez y Passini (Vélez-Upegui & Botero-Guérrez, 2011):

Témez:

$$T_c = 0.3 \left[\frac{Lc}{Sc^{0.25}} \right]^{0.76} \quad (5)$$

Passini:

$$T_c = \frac{[0.108(A Lc)^{1/3}]}{S^{0.5}} \quad (6)$$

Kirpich:

$$T_c = 0.000325 \frac{Lc^{0.77}}{Sc^{0.385}} \quad (7)$$

En donde T_c = tiempo de concentración; Lc = longitud del cauce; Sc = pendiente promedio del cauce; A = área del cauce.

Para el cálculo del tiempo de retraso (Tr), se aplicó la expresión siguiente (Maidment, 1993):

$$Tr = 0.6 T_c \quad (8)$$

Para obtener los valores de número de curva de escurrimiento se aplicó la metodología propuesta por el Servicio de Conservación de Suelos, (SCS) de EUA (Oropeza-Mota, 2007).

En los datos vectoriales de uso del suelo y vegetación que se encontraron en la cuenca son agricultura de temporal anual, agricultura de temporal anual y permanente, agricultura de temporal permanente, bosque de pino-encino, bosque mesófilo de montaña, pastizal inducido, urbano construido, vegetación secundaria arbórea de bosque de pino, vegetación secundaria arbórea de bosque de pino-encino, vegetación secundaria arbustiva de bosque de pino, vegetación secundaria arbustiva de bosque de pino-encino, vegetación secundaria arbustiva de bosque mesófilo de montaña y vegetación secundaria arbustiva de selva mediana subperennifolia.

De los datos vectoriales edafológicos se identificaron dos clases texturales, que corresponden a media y fina.

La combinación de valores que ocupa más superficie se presenta en la cuenca con 26.09 km², que representa el 12.5 % del total, asignada a un valor de número de curva de escurrimiento de 84, con agricultura de temporal y con clase textural fina.

Para cada subcuenca se calculó el promedio ponderado del número de curva de escurrimiento (CN), obteniéndose los valores que se muestran en la Tabla 1. La media ponderada de CN se calculó debido a que cada combinación de uso de suelo y clase textural tiene una importancia relativa de acuerdo con el área que representa en la cuenca.

Este valor se obtiene multiplicando el valor de CN de cada combinación de condición de uso de suelo y clase textural por el área respectiva (su ponderación) para luego sumarlos y dividir tal suma entre la suma de las áreas, como lo establece la Ecuación (9) (Oropeza-Mota, 2007):

$$CN = \frac{\sum_{i=1}^n x_i w_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \quad (9)$$

Donde:

w_i = área correspondiente a cada condición de uso de suelo y clase textural, km².

x_i = valor de CN asignado a cada condición de uso de suelo y clase textural de 0 a 100.

$i = 1, \dots, n$, número de condición de uso de suelo y clase textural, entero positivo.

Análisis de la precipitación

La precipitación diaria (expresada en mm/día) considerada corresponde a datos de dos estaciones meteorológicas convencionales (EMC) 7339-El Porvenir (01/04/1980-29/09/2014) y 7224-Chicomuselo (16/06/1975-30/11/2016), que se localizan cercanas a la zona de estudio (Figura 4). El periodo considerado fue del 1 al 10 de octubre de 2005 (Figura 5).

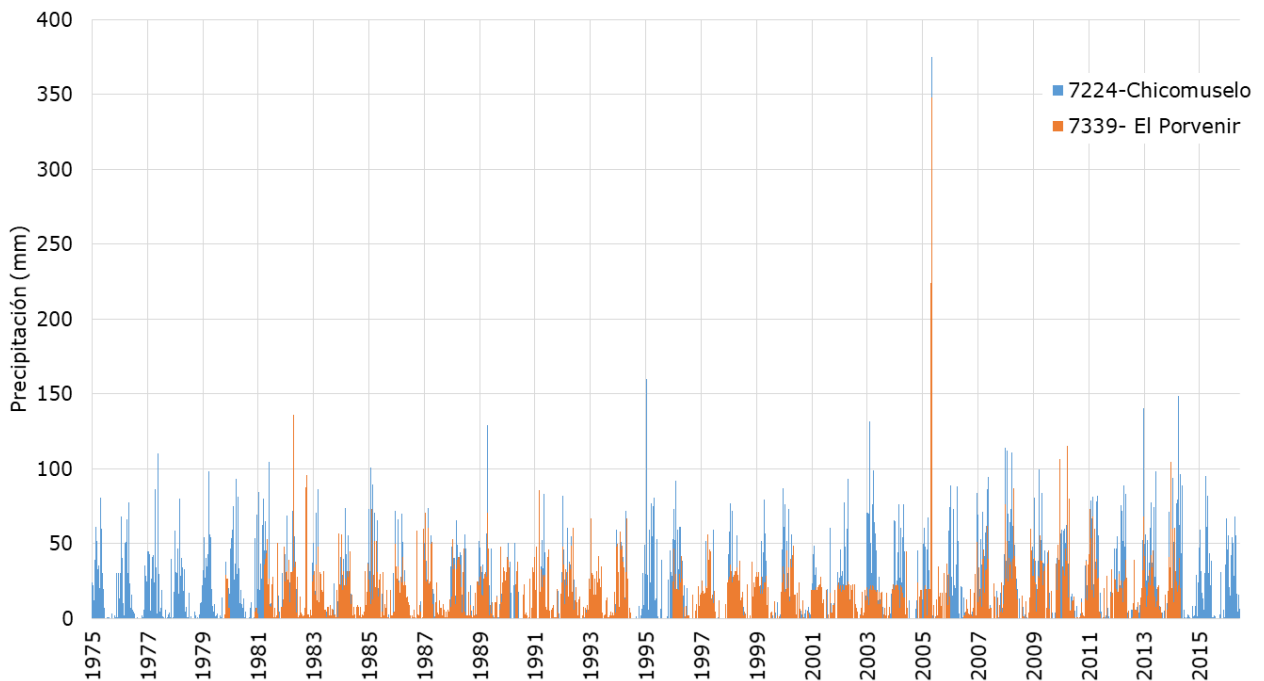


Figura 4. Precipitación histórica de las EMC.

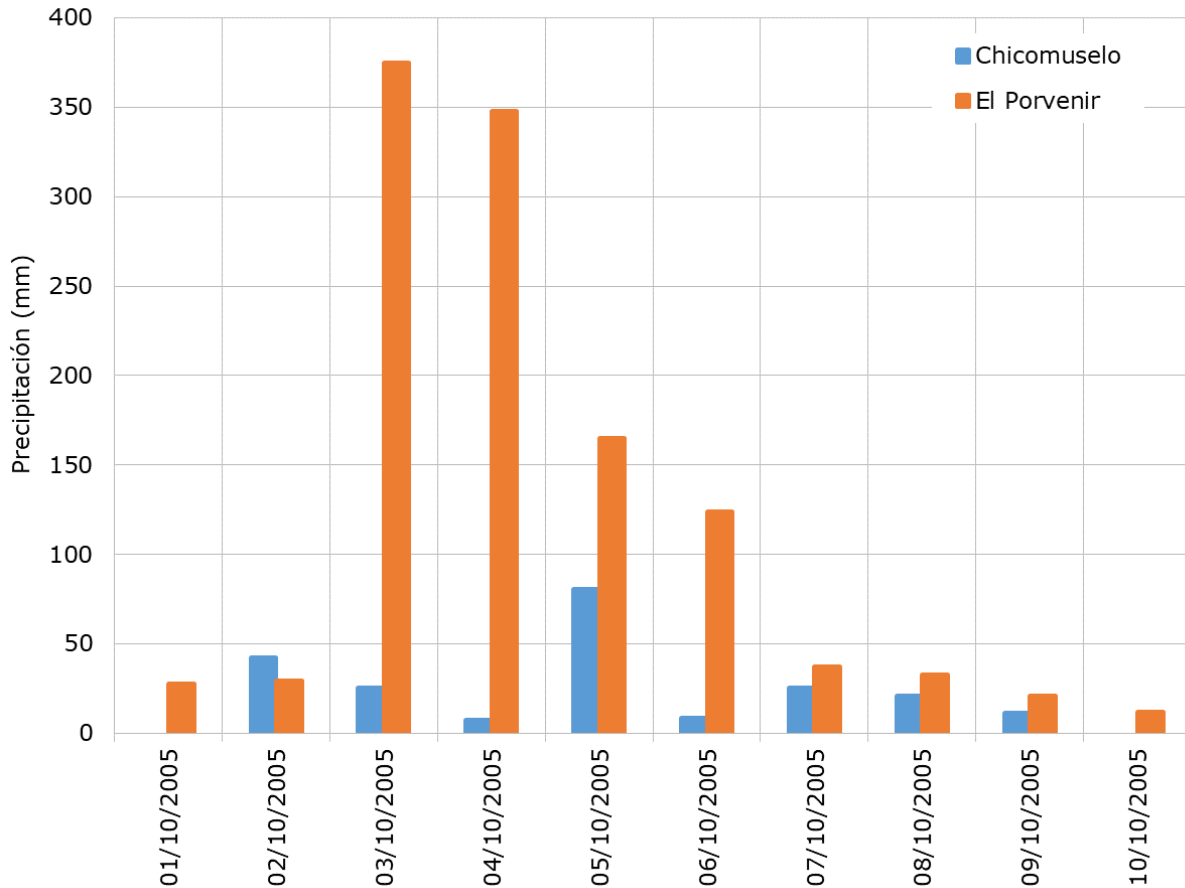


Figura 5. Datos de precipitación registradas en las EMC del 1° al 10 de octubre 2005.

Como se observa en la Figura 5, los datos más altos de precipitación se presentaron en la estación 7339-El Porvenir con 375 mm/día el 3 de octubre de 2005. Aunque en la región, el 5 de octubre de 2005 la estación 7347-Guadalupe Victoria registró 552 mm/día y 7348-Independencia 477 mm/día.

La estación hidrométrica más cercana a la zona de estudio es la estación 30040 Argelia, en el río San Miguel, afluente del río Grijalva. Sin embargo, por la lejanía de la estación los datos no son representativos para lograr una calibración y comparación de los gastos que se generaron debido al huracán Stan.

Para delimitar la envolvente de inundación provocada por el huracán Stan, en el río Vicente Guerrero se utilizó una imagen satelital de Bing Maps desarrollado por Microsoft, de alta resolución, rectificadas, de 25 cm de pixel, tomadas en diciembre de 2005, tres meses después del paso del huracán Stan en la zona. En este proceso se utilizó el sistema de información geográfica ArcGis, a través de la herramienta ArcBru Tile.

Modelación hidrológica

El modelo hidrológico se desarrolló en HEC-HMS. Para construir el modelo geométrico (modelo de la cuenca) se utilizó la información de las subcuencas y la hidrografía. Los principales elementos considerados para interconectar el sistema son subcuencas, cauces, uniones y salida (Figura 6). Una de las partes importantes en este módulo es la asignación del método de cálculo de la pérdida de agua en el sistema hidrológico. Para este estudio se utilizó el método del "número de curva de escurrimiento"

del SCS, asignando un CN ponderado para cada subcuenca; el método de la transformación de lluvia a escurrimiento que se utilizó es del hidrograma unitario del SCS, con un factor de tasa pico de 250, y el flujo base promedio por subcuenca (Tabla 1).

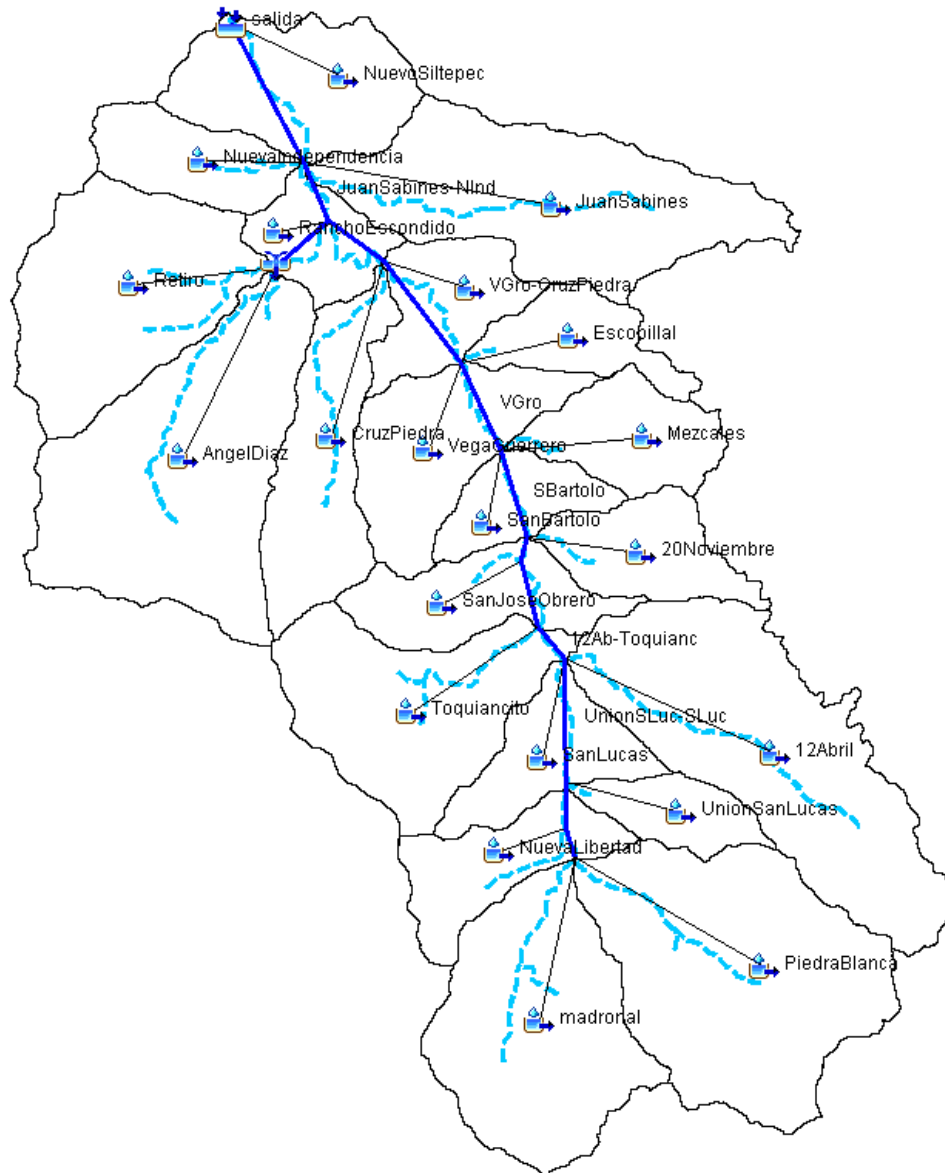


Figura 6. Subcuencas, red hidrográfica y modelo hidrológico de la cuenca del río Vicente Guerrero.

Las series de tiempo que se utilizaron para construir el modelo meteorológico corresponden a la precipitación diaria en mm de las estaciones EMC 7339-El Porvenir y 7224-Chicomuselo para el periodo del 1° al 10 de octubre de 2005. Se utilizó el hietograma específico de cada EMC, que contribuye al escurrimiento en cada subcuenca, para lo cual se definió un área de influencia para cada EMC.

En las especificaciones de control del modelo se definió como fecha de inicio el 1° de octubre de 2005 a las 08:00 h, y como fecha final el 10 de octubre de 2005 a las 08:00 h, con intervalos de tiempo de una hora, debido a que ese periodo abarca las condiciones antes, durante y después del huracán Stan.

Con toda la información específica se corrió el modelo, obteniéndose los diferentes hidrogramas a las salidas de las subcuencas y puntos de interés, resultados que se emplearon para alimentar el modelo hidráulico.

Modelación hidráulica

Para realizar la modelación hidráulica se utilizó el programa IBER. Un primer paso de este programa es la configuración de la geometría del

modelo, que consiste en realizar un levantamiento topográfico para configurar el terreno del tramo de cauce que se requiere estudiar, que en este caso fue de 16 km, iniciando en la comunidad de San Lucas hasta su desembocadura con el río Zacualpan hacia Nueva Independencia. El MDE, en formato *.tif, fue importado a IBER, con el comando GDAL, generando con ello una cuadrícula con resolución de 15 x 15 m.

Los datos que se ingresan al modelo son los siguientes: rugosidad, habiéndose utilizado el valor promedio de Manning de 0.025, que corresponde a un cauce con pedregosidad; condiciones de contorno, que corresponden a los diferentes hidrogramas resultantes de la modelación hidrológica obtenidos con el modelo HEC-HMS en la salida de cada subcuenca; datos de la simulación, que comprenden los valores de tiempo inicial, tiempo final e intervalo de tiempo de la simulación. Una vez que se completa esta fase, se inicia el proceso de simulación. El tiempo de procesamiento del modelo hidráulico fue de 7.5 h.

Los resultados se presentan en archivos tipo ráster para cada paso de tiempo, incluyendo nivel, velocidad (Figura 7 y Figura 9) y peligrosidad (Figura 17).

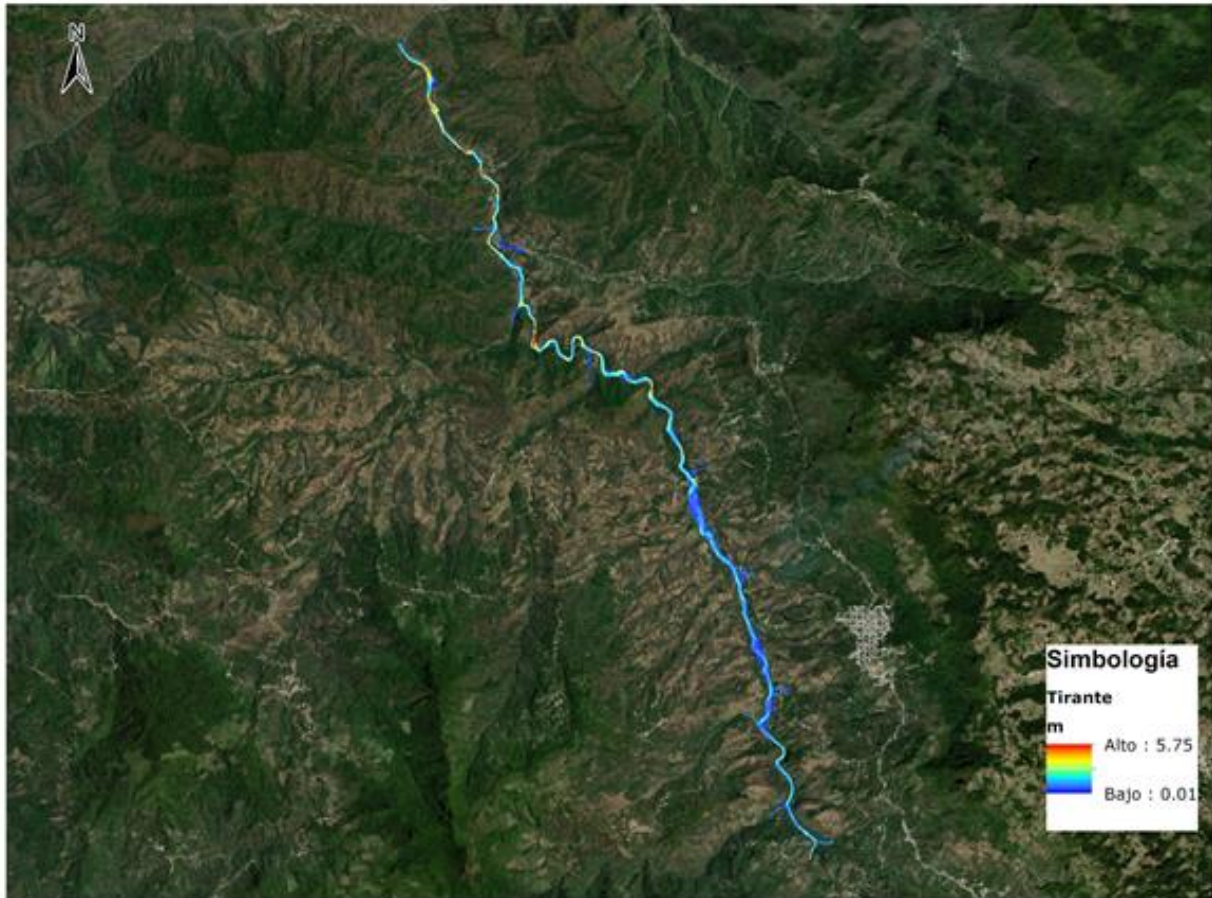


Figura 7. Resultados del modelo hidráulico, niveles del río Vicente Guerrero.

Como se observa en la Figura 7, el nivel promedio del cauce es de 1.5 m y el valor máximo de nivel en el cauce con 5.75 m, resultado que se corrobora en la sección transversal crítica en el cadenamiento 5+550 (Figura 8).

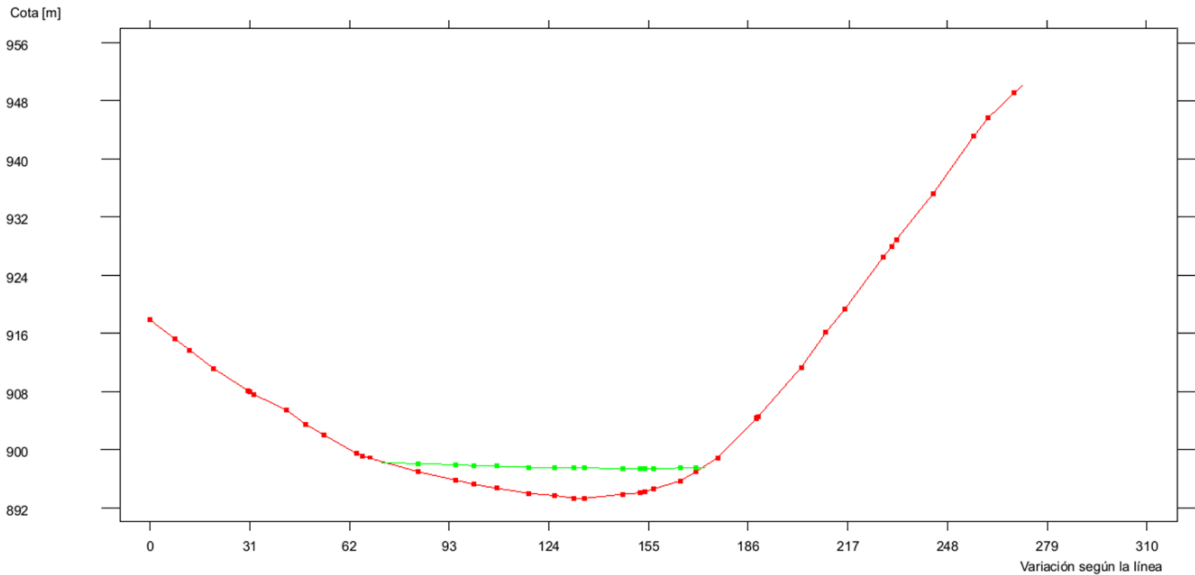


Figura 8. Sección transversal crítica en el cadenamiento 5+500 del río Vicente Guerrero.

Los resultados de la velocidad máxima obtenida en el cauce analizado se presentan en la Figura 9.

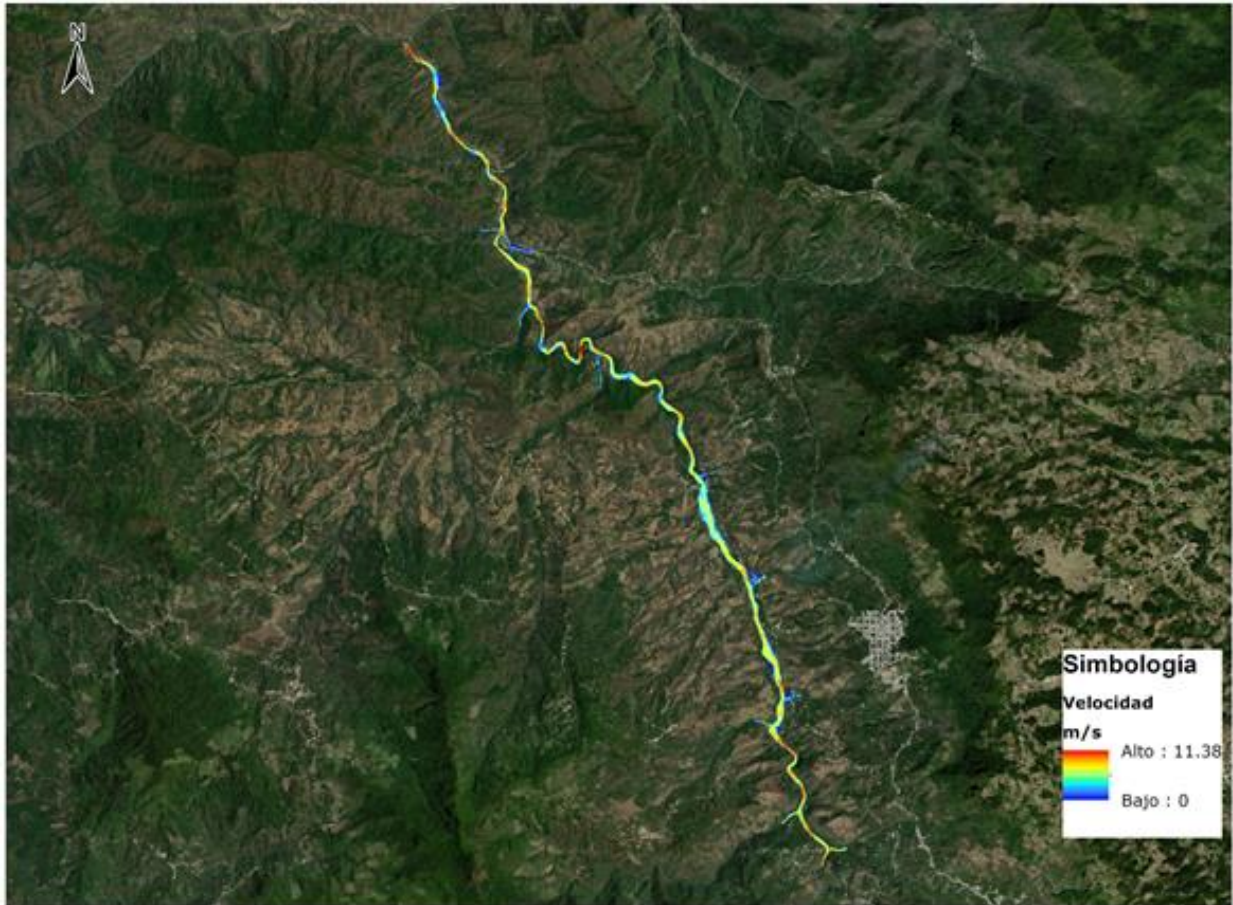


Figura 9. Velocidad del flujo en el río Vicente Guerrero.

En promedio se observa que la velocidad del flujo en el cauce es de 5 m/s, y el valor máximo de 11.38 m/s, presentando las máximas velocidades al centro del cauce y los valores más bajos en las orillas. Con esta información de nivel y velocidad del agua se generó un mapa de peligrosidad.

Calibración y validación de los resultados obtenidos

Para realizar la calibración de la simulación hidrológica e hidráulica debido a que no existe información hidrométrica en la cuenca se utilizó el procedimiento de comparación de las coordenadas X (Figura 11), Y (Figura 12), Z (Figura 13) de la envolvente visual obtenida con una imagen de satélite y los valores obtenidos en la modelación hidráulica (Figura 10).

El procedimiento para realizar la calibración consistió en trazar un cadenamiento por el eje central del cauce a cada 100 m, generando con ello secciones transversales al cauce, obteniendo así las coordenadas X , Y , Z de la envolvente simulada y de la envolvente visual (Figura 10). Realizando los análisis se obtuvo la siguiente distribución de puntos analizados de acuerdo con sus pares observados entre visuales y simulados, a los que se le aplicó una correlación lineal.



Figura 10. Envolvente visual elaborada en la imagen satelital vs. envolvente obtenida de la modelación hidráulica.

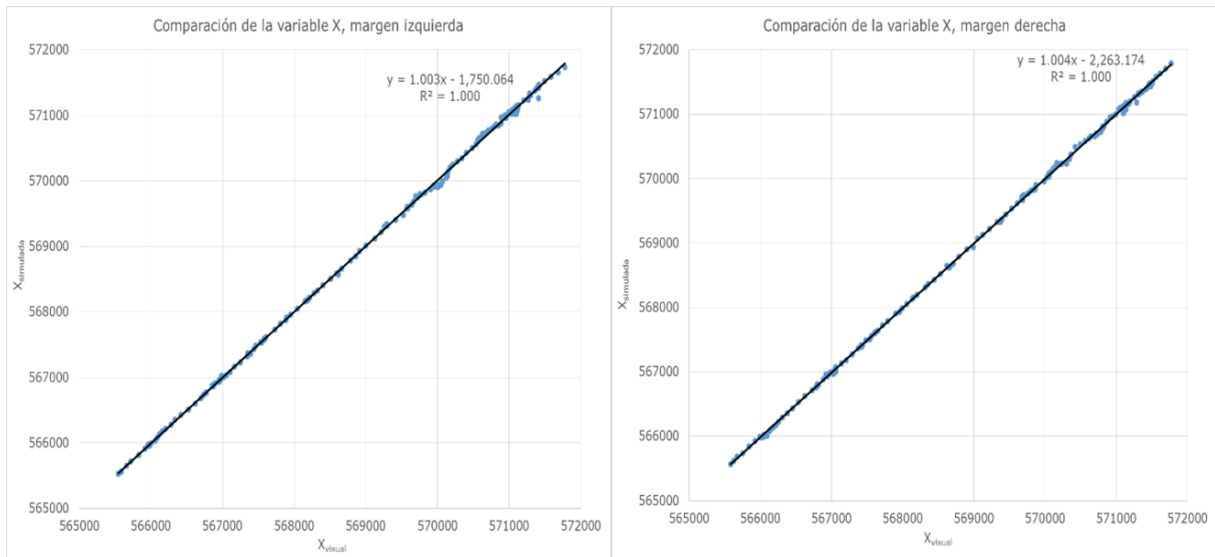


Figura 11. Comparación de las coordenadas X.

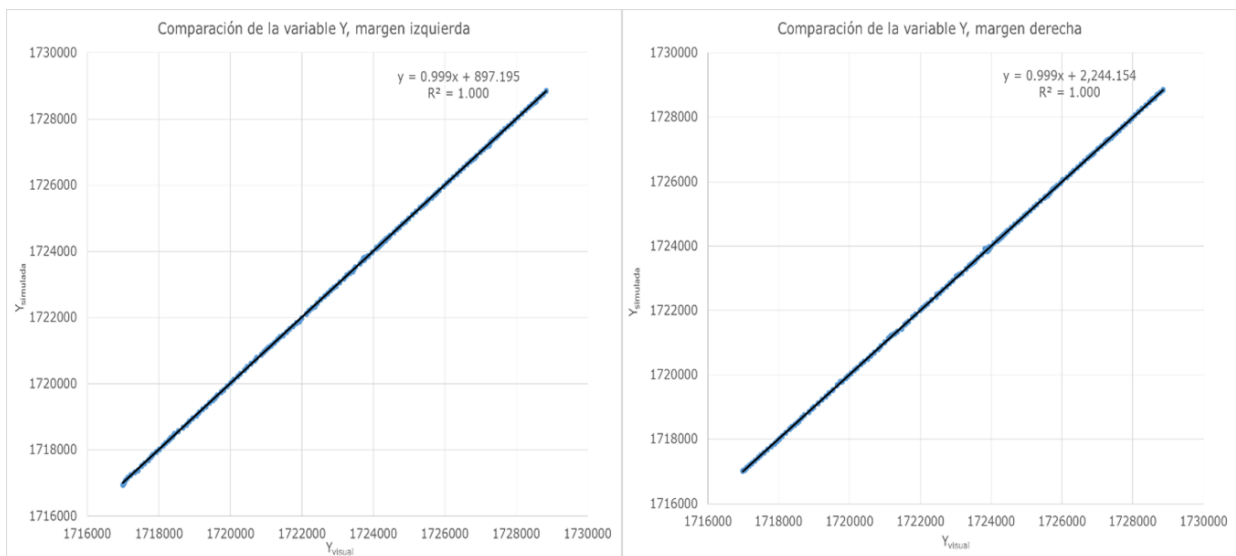


Figura 12. Comparación de las coordenadas Y.

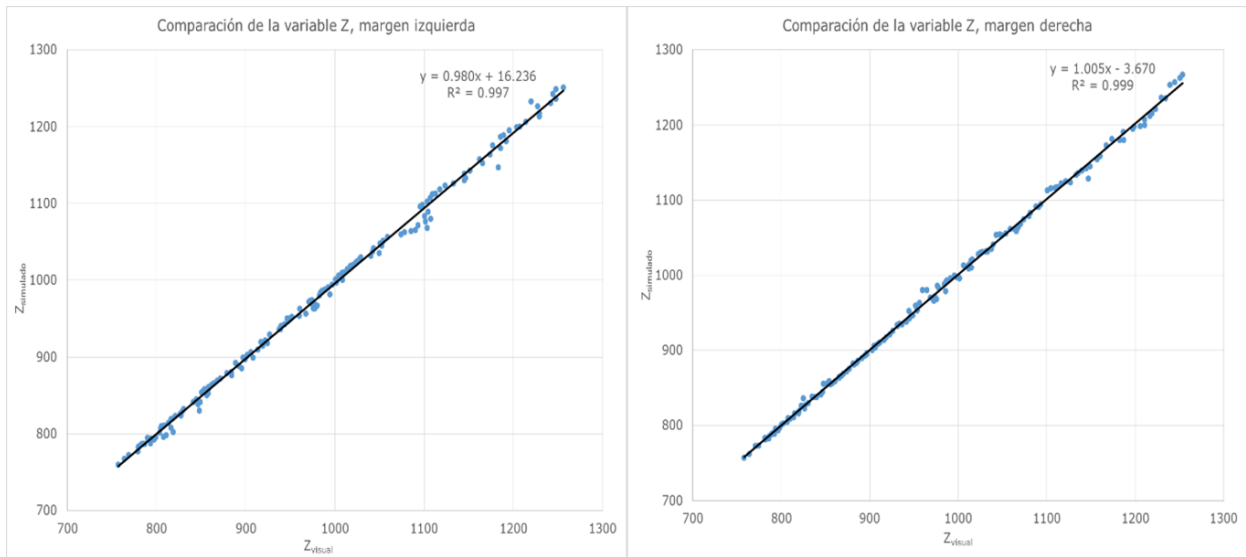


Figura 13. Comparación de las coordenadas Z.

A partir de la comparación de las coordenadas se puede observar que la variable Z (elevación en m) es la que presenta más variación. Sin embargo, se puede ver claramente un buen ajuste con un $r^2 = 0.99$ en todos los casos.

Resultados y discusión

Mediante la metodología aplicada, descrita en la Figura 2, fue posible estimar la validez del modelo hidrológico-hidráulico con los datos del huracán Stan, que se presentó del 3 al 6 de octubre de 2005. Para esto se identificaron 21 subcuencas que presentan las siguientes características: área promedio, 9.93 km²; longitud promedio del cauce de 6.35 km; pendiente promedio de los cauces en cada subcuenca de 0.102; tiempo promedio de retraso de 50.4 min, y un valor de curva número de escurrimiento de 66.

Del estudio meteorológico se estableció que en la estación 7347-Guadalupe Victoria se presentó una precipitación de 552 mm/día y en la estación 7348-Independencia se tuvo una precipitación de 477 mm/día, que son los valores más elevados que se registraron durante el evento del huracán Stan el 5 de octubre de 2005. Estos valores son mucho más elevados que los reportados por Dardón y Morales (2006), y Murcia y Macías (2009).

Con la modelación hidrológica se obtuvo a la salida de la cuenca el hidrograma que se presenta en la Figura 14, sin embargo no se dispone de una estación hidrométrica para su calibración, al igual que la bibliografía revisada no presenta datos de peligrosidad en el río Vicente, Guerrero.

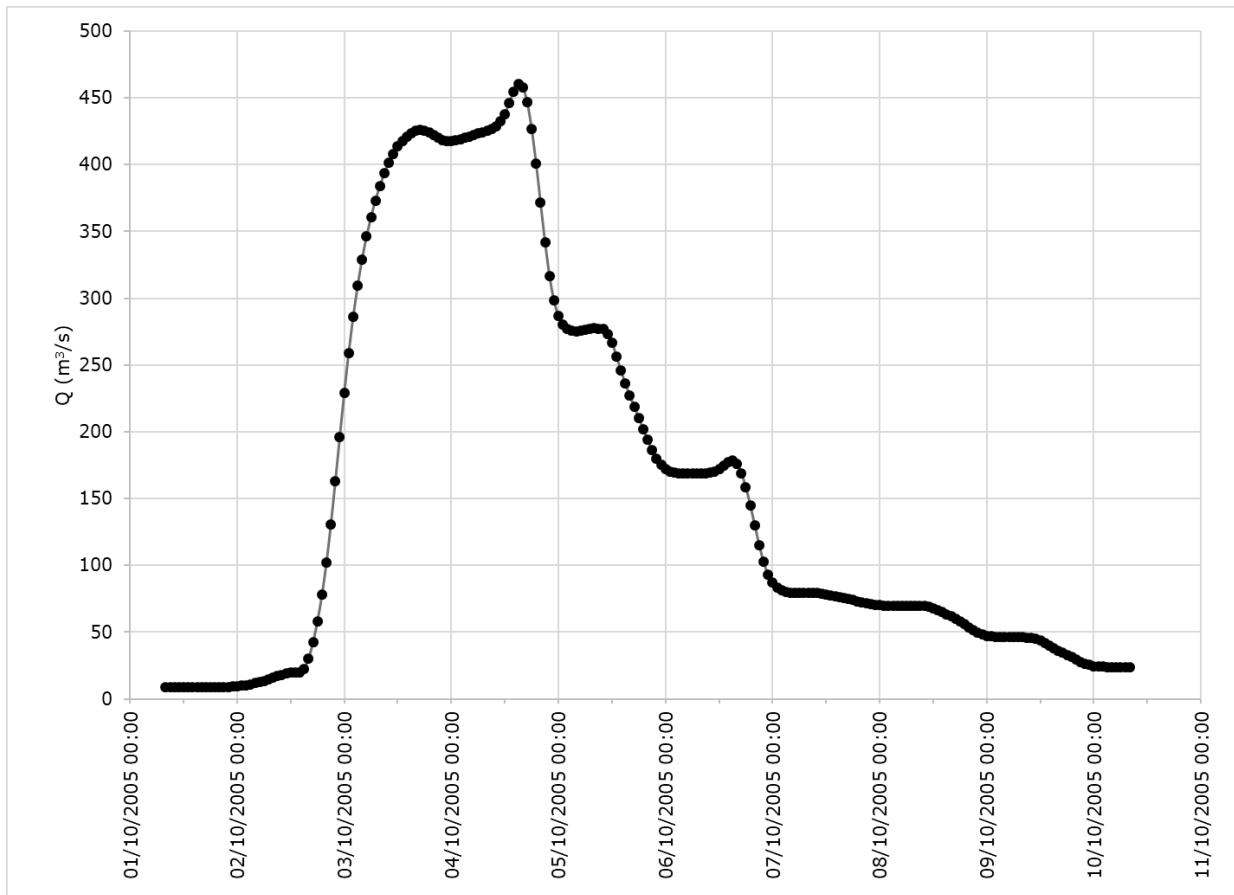


Figura 14. Hidrograma a la salida de cuenca del río Vicente Guerrero durante el desarrollo del huracán Stan, simulación hidrológica.

A partir de la modelación hidrológica con HEC-HMS se observa que el valor pico en el hidrograma se alcanzó el 4 de octubre 2005 a las 15:00 h, con 460.1 m³/s (Figura 15).

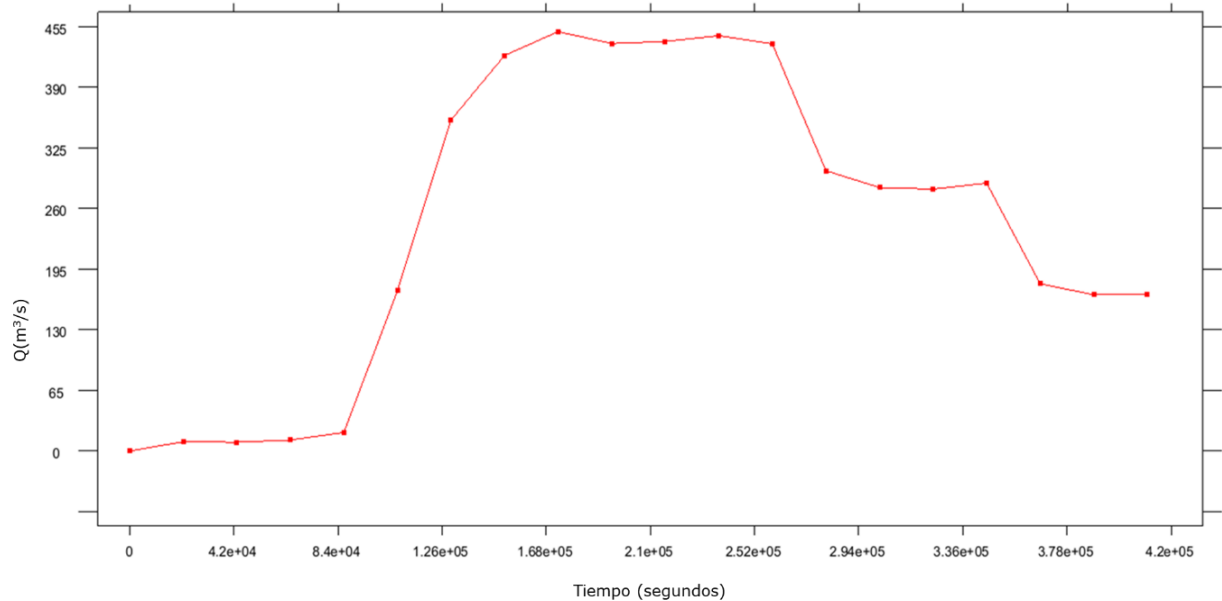


Figura 15. Hidrograma a la salida de la cuenca, simulación hidráulica.

De la modelación hidráulica se observa que el valor máximo calculado a la salida del cauce simulado es de 450 m³/s.

Con esta información, también se observa que el huracán Stan generó un ancho de banda en promedio a lo largo de 16 km del río Vicente Guerrero de 71 m y un ancho máximo aproximado de inundación de 197 m en cada margen.

Con este escenario extremo se generó el mapa de peligrosidad de acuerdo con la norma ACA (esta norma clasifica una inundación en un punto dado como de peligro según el valor del tirante, velocidad y el producto de ambos), norma que se encuentra en IBER (Agencia Catalana del Agua, 2004), identificando las zonas de peligrosidad elevada,

moderada y nula. El mapa de peligrosidad de los resultados hidráulicos (tirante y velocidad) tiene incorporada la metodología según el Real Decreto 9/2008, en donde se establece como zona en la que se pueden producir daños graves sobre las personas y los bienes aquella que cumple uno o más de los siguientes criterios: que el tirante sea superior a 1 m, la velocidad sea superior a 1 m/s o que la velocidad por el tirante sea superior a $0.5 \text{ m}^2/\text{s}$ (BOE, 2008) (Figura 16).

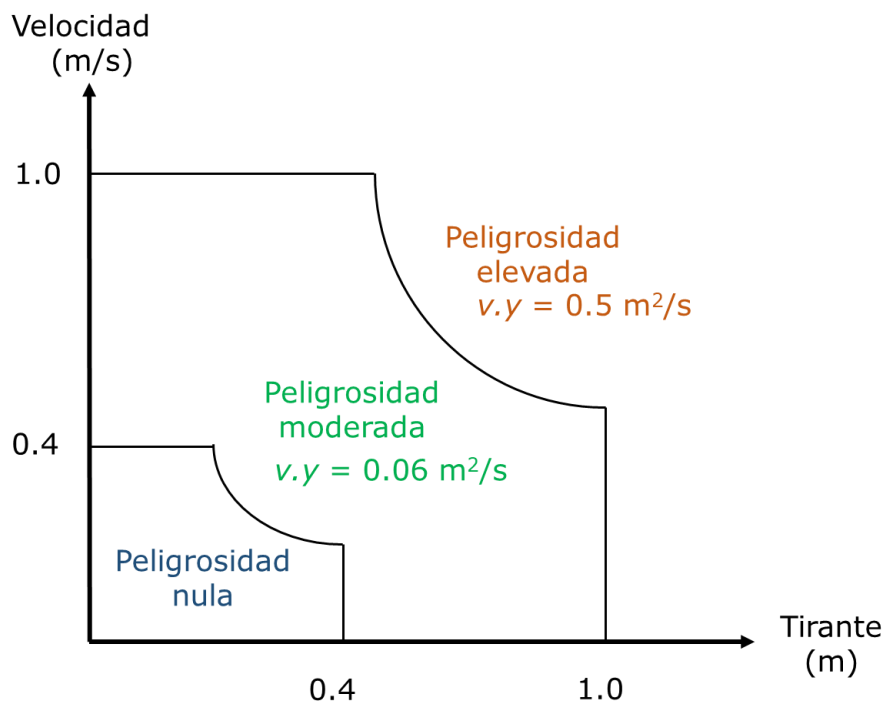


Figura 16. Criterios de peligrosidad.

Los valores de máximo nivel de agua registrados de 4.3 m y máxima velocidad de 11.6 m/s se presentan en el centro del cauce, por lo que es ahí donde se existe la máxima peligrosidad, considerada como peligrosidad “elevada” de acuerdo con ACA (Figura 17).

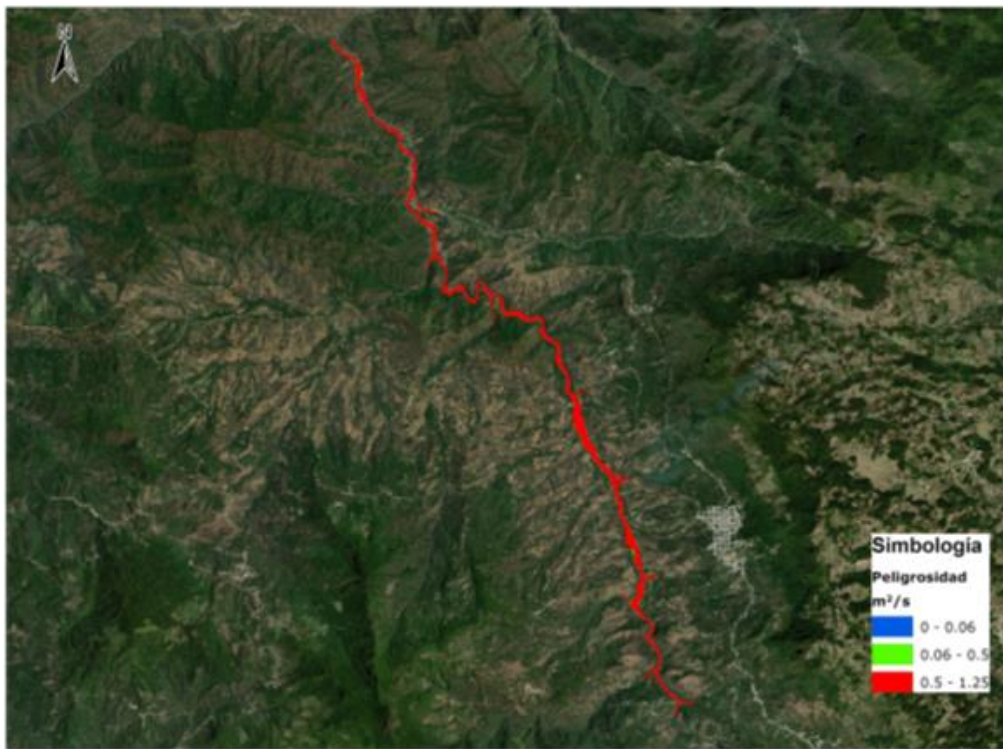


Figura 17. Peligrosidad en el río Vicente Guerrero durante el huracán Stan.

Como se observa en la Figura 17, más del 80 % de la superficie de la envolvente presenta un valor de peligrosidad elevada de acuerdo con la clasificación ACA.

Conclusiones

El huracán Stan es uno de los fenómenos hidrometeorológicos que más impacto hidrológico e hidráulico ha dejado en el cauce del río Vicente Guerrero, Siltepec, Chiapas, debido a las altas precipitaciones registradas de hasta 552 mm/día que se presentaron del 3 al 6 de octubre de 2005, lo que dio lugar a una descarga máxima de 460.1 m³/s el 4 de octubre de 2005 a las 15:00 h. En estas fechas se generaron bandas de inundación de 191 m de ancho. La sección transversal crítica se estimó que corresponde al cadenamiento 5+500.

Con la metodología utilizada en este estudio fue posible calibrar los resultados de la modelación hidrológica e hidráulica mediante la comparación de la envolvente obtenida de una imagen satelital de diciembre de 2005, que registró la mancha de afectación del paso del huracán, comparando las coordenadas X, Y, Z del evento simulado contra el observado, alcanzando un $r^2 = 0.99$ para cada margen.

Se generaron mapas de peligrosidad que son importantes en la cuantificación del riesgo. En este caso, con la información se generó un

“mapa de peligrosidad” de acuerdo con la Norma ACA de IBER; se presentó más de un 80 % del área con peligrosidad elevada.

Referencias

- Agencia Catalana del Agua. (2004). *Guía técnica. Recomendaciones técnicas para el diseño de infraestructuras que interfieren con el espacio fluvial*. Cataluña, España: Agencia Catalana del Agua.
- Agudelo-Otálora, L. M., Moscoso-Barrera, W. D., Paipa-Galeano, L. A., & Mesa-Sciarrotta, C. (2018). Comparación de modelos físicos y de inteligencia artificial para predicción de niveles de inundación. *Tecnología y ciencias del agua*, 9(04), 209-236. Recuperado de <https://doi.org/10.24850/j-tyca-2018-04-09>
- Aldama, Á. A. (2000). Hidrología de avenidas. Conferencia Enzo Levi 1998. *Ingeniería Hidráulica en México*, 16(3), 5-46.
- Álvarez-Gordillo, G. D. C., Álvarez-Gordillo, L. M., Eroza-Solana, E., & Dorantes-Jiménez, J. E. (2008). Propuesta educativa para la gestión del riesgo de desastres en la región Sierra de Chiapas, México. *Revista Mexicana de Investigación Educativa*, 13(38), 919-943.
- Arellano-Monterrosas, J. L. (2012). *Vulnerabilidad y gestión de riesgos por deslizamientos e inundaciones en la cuenca superior del río Huehuetán, Chiapas* (tesis doctoral). Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Jiutepec, Morelos, México.
- Ba, K. M., Díaz-Delgado, C., & Rodríguez-Osorio, V. (2001). Simulación

- de caudales de los ríos Amacuzac y San Jerónimo en el Estado de Mexico , México. *Ingeniería Hidráulica en México*, 16(4), 117-126.
- Bladé, E., Cea, L., Corestein, G., Escolano, E., Puertas, J., Vázquez-Cendón, E., ... & Coll, A. (2014). Iber: herramienta de simulación numérica del flujo en ríos. *Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería*, 30(1), 1-10. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.rimni.2012.07.004>
- Boletín Oficial del Estado (BOE). (2008). *Real Decreto 9/2008*.
- Campos-Aranda, D. F. (2011). *Estimación y aprovechamiento del escurrimiento* (reimpresión). San Luis Potosí, México: edición del autor.
- Campos-Aranda, D. F. (1994). Modelo matemático determinístico para pronóstico de crecientes en cuencas rurales. *Ingeniería Hidráulica en México*, 9(1), 43-62.
- Campos-Aranda, D. F. (1991). Propuesta de criterios para la elaboración de estudios hidrológicos (primera parte). *Ingeniería Hidráulica en México*, septiembre-diciembre, 23-40.
- Camp Dresser & McKee (CDM). (2001). *Evaluation of Integrated Surface Water and Groundwater Modeling Tools*. Inglaterra: CDM. Recuperado de http://www.mikepoweredbydhi.com/upload/dhisoftwarearchive/papersanddocs/waterresources/MSHE_Code_Evaluations/CDM_ISGW_Report.pdf
- Cenapred, Centro Nacional de Prevención de Desastres. (2005). *Serie 7*.

impacto socioeconómico de los desastres en México. Características e impactos socioeconómicos de los principales desastres ocurridos en la república mexicana en el año 2005. Marín-Cambranis, R., & Ramos-Radilla, V. (ed.). México, DF, México: Centro Nacional de Prevención de Desastres.

Cenapred, Centro Nacional de Prevención de Desastres. (2001). Diagnóstico de peligros e identificación de riesgos de desastres en México. En: *Centro Nacional de Prevención de Desastres*. Recuperado de <http://www.cenapred.unam.mx>

Dardón, J., & Morales, C. (2006). *¿Por qué tanta destrucción? Las amenazas naturales y estructurales: sistematización de la vulnerabilidad, negligencia y la exclusión regional del altiplano occidental en la tormenta asociada Stan.* Guatemala, Guatemala: Editorial de Ciencias Sociales. Recuperado de <http://biblio3.url.edu.gt/Libros/destruccion.pdf>.

DOF. (2005). *DOF - Diario Oficial de la Federación*, 21/10/2005.

ESRI, Environmental Systems Resource Institute. (2016). *ArcGIS Desktop: Release 10.4.* Redlands, USA: Environmental Systems Resource Institute.

Feldman, A. D. (2000). *Hydrologic modeling system HEC-HMS, Technical Reference Manual.* Recuperado de <https://doi.org/CDP-74B>

Godínez-Acosta, A. (1990). Problemática del desarrollo de la hidrología. *Ingeniería Hidráulica en México*, número especial (octubre), 22-38.

Hacienda del Estado de Chiapas. (2005). Programa emergente: "Huracán

- Stan". En: *Tomo 1- Resultados generales 2005* (pp. 77-81). Tuxtla Gutiérrez, México: Hacienda del Estado de Chiapas.
- Hernández-Unzón, A., & Bravo, C. (2005). *Resumen del huracán "Stan" del Océano Atlántico*. Recuperado de <https://xdoc.mx/documents/stan-servicio-meteorologico-nacional-5f74051c82dba>
- Ibáñez-Castillo, L. A., Alonso-Sánchez, H., Arteaga-Ramírez, R., & Vázquez-Peña, M. A. (2014). Identificación de curva de escurrimiento en tres microcuencas del río Coatán, Chiapas, México. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 5(4), 153-161.
- IBER. (2014). *Modelización bidimensional del flujo en lámina libre en aguas poco profundas - Manual de referencia hidráulico* (p. 59). España: Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX), Instituto Flumen (FLUMEN), Grupo de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente (GEAMA), Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería (CIMNE). España. recuperado de <https://www.iberaula.es/space/54/downloads>.
- INEGI, Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2013). *Continuo de Elevaciones Mexicano 3.0 (CEM 3.0)*. Recuperado de <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/datosrelieve/continuo/continuoelevaciones.aspx>
- INEGI, Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2007). *Conjunto de datos vectoriales edafológicos. Escala 1:250,000. Serie II (Continuo Nacional)*. México, DF, México: Instituto Nacional de Estadística y

Geografía.

INEGI, Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2003). *Conjunto de datos vectoriales de la carta de uso de suelo y vegetación. Escala 1:250,000. Serie III*. México, DF, México: Instituto Nacional de Estadística y Geografía.

Juárez-Méndez, J., Ibáñez-Castillo, L. A., Pérez-Nieto, S., & Arellano-Monterrosas, J. L. L. (2009). Uso del suelo y su efecto sobre los escurrimientos en la cuenca del río Huehuetán. *Ingeniería Agrícola y Biosistemas*, 1(2), 69-76. Recuperado de <https://doi.org/10.5154/r.inagbi.2009.07.015>

Larios-Tlali, H., Torres-Benites, E., Quevedo-Nolasco, A., Martínez-Menes, M. R., & Salgado-Tránsito, J. A. (2015). Riesgo de inundación en la subcuenca del río La Antigua, Veracruz, México. *Tecnología y ciencias del agua*, 6(3), 39-56.

Maidment, D. R. (1993). *Handbook of Hydrology*. New York, 28, 1424. Recuperado de [https://doi.org/10.1016/0141-4607\(86\)90100-9](https://doi.org/10.1016/0141-4607(86)90100-9)

Martín-vide, J. P. (2013). Erosión , sedimentación y restauración de ríos. Ejemplos de ingeniería e investigación. *Tecnología y ciencias del agua*, 4(5), 5-18.

Martínez-Velasco, G., Lopez-Ochoa, M. S., Álvarez-Gordillo, G., & Schmook, B. (2016). Desastres, desplazamiento interno y migración laboral en la Sierra de Chiapas. *Papeles de Población*, 22(87), 201-232.

Mejía-Estrada, P. I., Rodríguez-Rincón, J. P., & Pedrozo-Acuña, A. (2015).

- Análisis del evento hidrometeorológico extremo en Acapulco, Guerrero, 2013: lecciones aprendidas. *Revista digital Tláloc AMH*, 66(enero-marzo), 7-19.
- Murcia, H. F., & Macías, J. L. (2009). Registro geológico de inundaciones recurrentes e inundación del 4 de octubre de 2005 en la ciudad de Tapachula, Chiapas, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 1-17.
- Oropeza, J. L. (1999). Modelos matemáticos y su aplicación al manejo de cuencas hidrográficas. *IX Congreso Nacional de Irrigación*, 21-28. Sinaloa, México.
- Oropeza-Mota, J. L. (2007). *Conservación del suelo y del agua: métodos para calcular pérdida de suelo en terrenos agrícolas de ladera y cuencas pequeñas* (núm. 1). Chapingo, México: edición del autor, notas del curso.
- Pérez-Luna, G. (2015). *Modelación hidrológica continua para fines de pronóstico de avenidas en ríos*. Jiutepec, México: Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.
- Pérez-Nieto, S. (2013). *Erosión hídrica en cuencas costeras de Chiapas y estrategias para su restauración hidrológico-ambiental*. Montecillo, México: Colegio de Postgraduados.
- Pérez-Nieto, S., Arellano-Monterrosas, J. L., Ibáñez-Castillo, L. A., & Hernández-Saucedo, F. R. (2012). Estimación de la erosión hídrica provocada por el huracán Stan en las cuencas costeras de Chiapas, México. *Terra Latinoamericana*, 30(2), 103-110.

- Reyes-Hernández, D. I. (2006). *Por la promoción a una cultura de protección civil aplicada al municipio de Tapachula de Córdoba y Ordóñez , Chiapas. Caso huracán Stan de octubre 2005. Capítulo III. El "huracán Stan" en el estado de Chiapas. Consecuencias.* Puebla, México: Universidad de las Américas Puebla.
- Sabines-Guerrero, J. J. (2006). *Decreto por el que se crea la comisión especial de reconstrucción para las zonas afectadas por Stan.* México D.F. Recuperado de https://www.senado.gob.mx/64/gaceta_del_senado/documento/9708
- Salas, M. A. (1999). *Obras de protección contra inundaciones.* México, DF, México: Centro Nacional de Prevención de Desastres.
- Salazar-Briones, C., Hallack-Alegría, M., Mungaray-Moctezuma, A., Lomelí, M., Lopez-Lambraño, A., & Salcedo-Peredia, A. (2018). Modelación hidrológica e hidráulica de un río intraurbano en una cuenca transfronteriza con el apoyo del análisis regional de frecuencias. *Tecnología y ciencias del agua*, 4(03), 48-74. Recuperado de <https://doi.org/10.24850/j-tyca-2018-04-03>
- Scharffenberg, W. (2015). *Hydrologic Modeling System HEC-HMS User's Manual. Version 4.1.* Recuperado de http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-geohms/documentation/HEC-GeoHMS_Users_Manual_10.1.pdf
- Singh, V. P. (1995). *Computer models of watershed hydrology.* Colorado, USA: Water Resources Publications.

- SMN, Servicio Meteorológico Nacional. (2017). *Estaciones Climatológicas 2016*. Recuperado de <http://smn.cna.gob.mx/tools/RESOURCES/estacion/EstacionesClimatologicas.kmz>
- Texas A&M. (2015). *Bureau of Reclamation*. Recuperado de <http://hydrologicmodels.tamu.edu/models.htm>
- Torres, M. A., Nikolskii, I., Martínez-Miranda, M. E., & Martínez, M. R. (2018). Evaluación hidrológica de la cuenca del río Teapa, utilizando el modelo MIKE-SHE. *Tecnología y ciencias del agua*, 4(06), 130-146. Recuperado de <https://doi.org/10.24850/j-tyca-2018-04-06>
- 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. Recuperado de <https://doi.org/10.5154/r.inagbi.2015.03.002>
- Vélez-Upegui, J. J., & Botero-Guérrez, A. (2011). Estimación del tiempo concentración y de rezago en la cuenca experimental urbana de la Quebrada San Luis, Manizales. *Dyna*, 78(165), 58-71.
- Winchell, M., Srinivasan, R., Di-Luzio, M., & Arnold, J. (2013). *SWAT Help*. Temple, USA: Texas Agrilife Research, United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service. Arcswat interface for SWAT2012.
- Zúñiga-Malpica, D. (2010). Zona de inundación de la cuenca hidrológica del río Yautepec. *Revista Digital Tláloc AMH*, 46(enero-marzo), 19-35.

Simulación hidrológica de la cuenca del río Laja con el modelo WEAP

Hydrological simulation of the Laja River basin with the WEAP model

Claudia Molina Sánchez¹ ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-8290-9039>

Jesús Chávez-Morales² ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-2894-5853>

Oscar Luis Palacios-Vélez³ ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-7907-2802>

Laura Alicia Ibáñez-Castillo⁴, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-9287-655X>

¹Colegio de Postgraduados, Montecillo, Texcoco, Estado de México, México, claudia.molina.san@gmail.com

²Colegio de Postgraduados, Montecillo, Texcoco, Estado de México, México, chavezje@colpos.mx

³Colegio de Postgraduados, Montecillo, Texcoco, Estado de México, México, opalacio@colpos.mx

⁴Universidad Autónoma Chapingo, Postgrado en Ingeniería Agrícola y Uso Integral del Agua, carretera México-Texcoco, Chapingo, Texcoco, Estado de México, México, libacas@gmail.com

Autora para correspondencia: Claudia Molina-Sánchez,
claudia.molina.san@gmail.com

Resumen

La cuenca del río Laja se localiza entre los paralelos 21° 32' 58", 20° 16' 14" N y los meridianos -100° 6' 28" -101° 30' 44" O; en 2014 fue clasificada con grado de presión alto sobre el recurso hídrico (Conagua, 2014); ocupó el segundo lugar como región hidrológica administrativa con mayor densidad de población, y presentó fuertes problemas con oferta y demanda del recurso, lo que motivó llevar a cabo este trabajo. Se realizó una modelación hidrológica en WEAP (*Water Evaluation and Planning*) con el método de humedad del suelo. El objetivo fue calibrar, validar y estimar escurrimientos superficiales, considerando efectos del cambio en precipitación. Se utilizó información de uso y características físicas de suelo, coeficientes de cultivo y datos mensuales promedios de precipitación, temperaturas medias, humedad relativa, velocidad del viento. Los procesos de calibración y validación se efectuaron en cuatro puntos de la cuenca para un periodo de cinco años por mes en las siguientes estaciones hidrométricas: Puente Dolores, Begoña II, Tres Guerras y Pericos; para cada una de ellas se estimó el coeficiente de determinación (r^2) e índice de eficiencia Nash-Sutcliffe (NSE), y se

obtuvieron valores de r^2 de 0.8 a 0.82, y de NSE de 0.55 a 0.77 en calibración, y r^2 de 0.65 a 0.86 y NSE de 0.57 a 0.75 en validación. Se generó información climática con WGEN para 10 años, para generar escurrimientos con las proyecciones del escenario RCP8.5 para el periodo 2012-2022. Se concluye que WEAP es un *software* capaz de simular correctamente la respuesta de la cuenca del río Laja con el método de humedad del suelo. WEAP simuló correctamente los flujos medidos en la estación de medición con un error absoluto medio inferior al 10 %.

Palabras clave: modelación hidrológica, WEAP, calibración, validación, escurrimientos, río Laja.

Abstract

The Laja River basin is located between parallels 21° 32' 58", 20° 16'14" N, and meridians - 100° 6' 28" - 101° 30'44" W. In 2014, the basin was classified with a high degree of pressure on the water resource (Conagua, 2014). It also ranked second as an administrative hydrological region with the highest population density, and it presents strong problems with supply and demand. All the previous reasons motivated this work. The objective was to calibrate, validate and estimate runoff surface, considering the effects of changes in precipitation, Therefore, hydrological modeling was performed in WEAP (Water Evaluation and Planning) using the soil moisture method. The information used was on soil use and physical characteristics; crop coefficients; average monthly data on precipitation; average temperatures; relative humidity; and wind speed. The calibration and validation processes were carried out at four points in

the basin, for five years on a monthly period. The hydrometric stations were Punte Dolores, Begoña II, Tres Guerras and Pericos. For each station, the coefficient of determination (r^2) and Nash-Sutcliffe efficiency index (NSE) were estimated. The values obtained in the calibration phase were an r^2 of 0.8 to 0.82 and NSE from 0.55 to 0.77. In the validation phase, the values for r^2 range from 0.65 to 0.86 and NSE from 0.57 to 0.75. Climate information was generated with WGEN for 10 years, to generate runoff scenarios, with the RCP8.5 projections, for the period 2012-2022. In conclusion, WEAP is a software capable of correctly simulating, with the soil moisture method, the response of the Laja River basin. WEAP correctly simulated flows measured in the gauging station with an average absolute error of less than 10 %.

Keywords: hydrological modeling, WEAP, calibration, validation, runoff, Laja River.

Recibido: 24/01/2019

Aceptado: 25/01/2021

Introducción

El agua es un precioso recurso natural vital para la vida, el desarrollo y el medio ambiente. Puede ser una cuestión de vida y muerte, según cómo ocurra y cómo se administre (Hamlat, Errih, & Guidoum, 2013). Los cambios en la temperatura y la precipitación afectan los procesos hidrológicos, y la disponibilidad de agua para las áreas agrícolas, la energía hidroeléctrica, los sectores industriales y la población. El cambio climático acelerará el ciclo hidrológico con una tendencia creciente en la temperatura y evapotranspiración, y un cambio en la precipitación. El cambio en la intensidad, distribución y frecuencia de la precipitación afectará el flujo superficial (Rochdane, Reichert, Messouli, Babqiqi, & Khebiza, 2012).

La modelación hidrológica se ha convertido en un componente indispensable en investigación y manejo del recurso hídrico, ya que los modelos hidrológicos ayudan a comprender la situación actual y pasada de éstos en una cuenca, además de proporcionar una manera de explorar las implicaciones de las decisiones de gestión y cambios impuestos como el cambio climático (Johnston & Smakhtin, 2014).

El modelo WEAP (*Water Evaluation and Planning*) del Instituto del Medio Ambiente de Estocolmo (SEI) (por sus siglas en inglés Stockholm Environment Institute) (SEI, 2015) se utiliza en el análisis de la disponibilidad y demanda del agua, proporcionando un marco para evaluar demandas sectoriales, medidas de conservación del agua, prioridades en asignación, operación de acuíferos, y costos de proyectos y beneficios (Yates, Sieber, Purkey, Huber-Lee, & Galbraith, 2005b). Es particularmente útil para comparar escenarios de cambio hidrológico

(Höllermann, Giertz, & Diekkrüger, 2010; Harma, Johnson, & Cohen, 2012) y se ha utilizado para evaluar opciones de adaptación en el nivel urbano (Bonelli, Vicuña, Meza, Gironás, & Barton, 2014; Yates, Miller, Wilby, & Kaatz, 2015a).

Los escenarios futuros que se pueden analizar son de diferentes tipos: de crecimiento o cambio en la población, de uso de suelo, de clima. Los escenarios de clima constituyen uno de los aspectos de mayor uso en un modelo WEAP. Existen diferentes formas de implementar proyecciones climáticas dentro de un modelo, como incorporación de cambios o variaciones de temperatura y/o precipitación con base en proyecciones de modelos climáticos, y uso de datos escalados a la región (CCG, 2009; SEI, 2015).

El modelo WEAP se ha utilizado en diferentes partes del mundo: el Instituto Coreano de Tecnología de la construcción adoptó WEAP como una herramienta para ayudar en su planificación de suministro de agua a largo plazo, modelado de la calidad del agua superficial y análisis de beneficios-costos (Choi, Kim, & Lee, 2012); el plan de agua de California, mediante la aplicación de WEAP, proporcionó un marco para que los administradores del agua, los legisladores y el público consideren opciones, y tomen decisiones con respecto al futuro del agua en California (Savage *et al.*, 2004); en Guatemala se utilizó para estimar la vulnerabilidad al cambio climático (Magaña, 2005).

En México se ha aplicado WEAP en diferentes lugares. En las cuencas del río Guayalejo-Tamesí, Tamaulipas, Sánchez-Torres-Esqueda, Ospina-Noreña, Gay-García y Conde (2011) abordaron el impacto del

cambio climático en la variabilidad de la disponibilidad de agua mediante el desarrollo de escenarios a corto, mediano y largo plazos. En la cuenca del Río Grande/Bravo, Sandoval-Solis y McKinney (2009) describieron el proceso de modelación colaborativo para construir una planificación del recurso hídrico, definir y evaluar escenarios. En la cuenca del río Sextín o del Oro, ubicada al centro-noreste de Durango, México, Esquivel, Nevárez, Velásquez, Sánchez y Bueno (2017) evaluaron el impacto de los patrones climáticos sobre el escurrimiento de la cuenca.

En la república mexicana, grandes ríos conforman un gran número de cuencas habitadas por grupos poblacionales dispersos que ejercen una fuerte presión sobre los frágiles recursos, especialmente en el hídrico. La cuenca del río Laja en Guanajuato presenta estas características en su parte alta, lo que repercute en sus partes media y baja (Torres-Benites, Mejía-Sáenz, Cortés-Becerra, Palacios-Vélez, & Exebio-García, 2005). En la cuenca del río Laja, la planificación de los recursos hídricos es una necesidad inmediata, ya que por años el manejo del recurso hídrico ha estado supeditado a las necesidades de abastecimiento del agua sin previo análisis del comportamiento hidrológico de la cuenca. Eso ha originado problemas en la disponibilidad del recurso, sobre todo en su parte baja, con sectores severamente afectados, como es el agrícola (Palacios-Vélez, & López-López, 2004). Este trabajo tuvo el objetivo de realizar simulación hidrológica con el "Soil Moisture Method" (método de la humedad del suelo) para calibrar, validar y estimar escurrimientos superficiales, tomando en cuenta efectos del cambio climático con las proyecciones del escenario RCP8.5.

Materiales y métodos

Cuenca de estudio

La cuenca del río Laja (Figura 1) se localiza entre los paralelos 20° 16' 14", 21° 32' 58" N, y entre los meridianos -100° 06' 28", -101° 30' 44" O. Pertenece a la región hidrológica número 12, denominada "Lerma Santiago"; con fines de gestión del recurso hídrico pertenece a la Región Hidrológico-Administrativa VIII "Lerma Santiago Pacifico". De acuerdo con la clasificación de Campos (1998), la cuenca se clasifica como muy grande (11 912 km²). Dentro de la superficie que cubre la cuenca del río Laja se encuentran 32 municipios, sin embargo, nueve son los que representan el mayor porcentaje: Dolores Hidalgo (14 %), San Miguel de Allende (13 %), San Felipe (9 %), San Luis de la Paz (8 %), San Diego de la Unión (7 %), el Marqués (6 %), Querétaro (6 %), Celaya (5 %) y Comonfort (5 %). El río Laja es tributario del río Lerma. Tiene su origen en el cerro de San Juan con el nombre de río del Nuevo Valle de Moreno,

hasta donde cruza con la estación del ferrocarril Obregón, Guanajuato, cuando cambia su nombre al de río Laja (DOF, 2003).

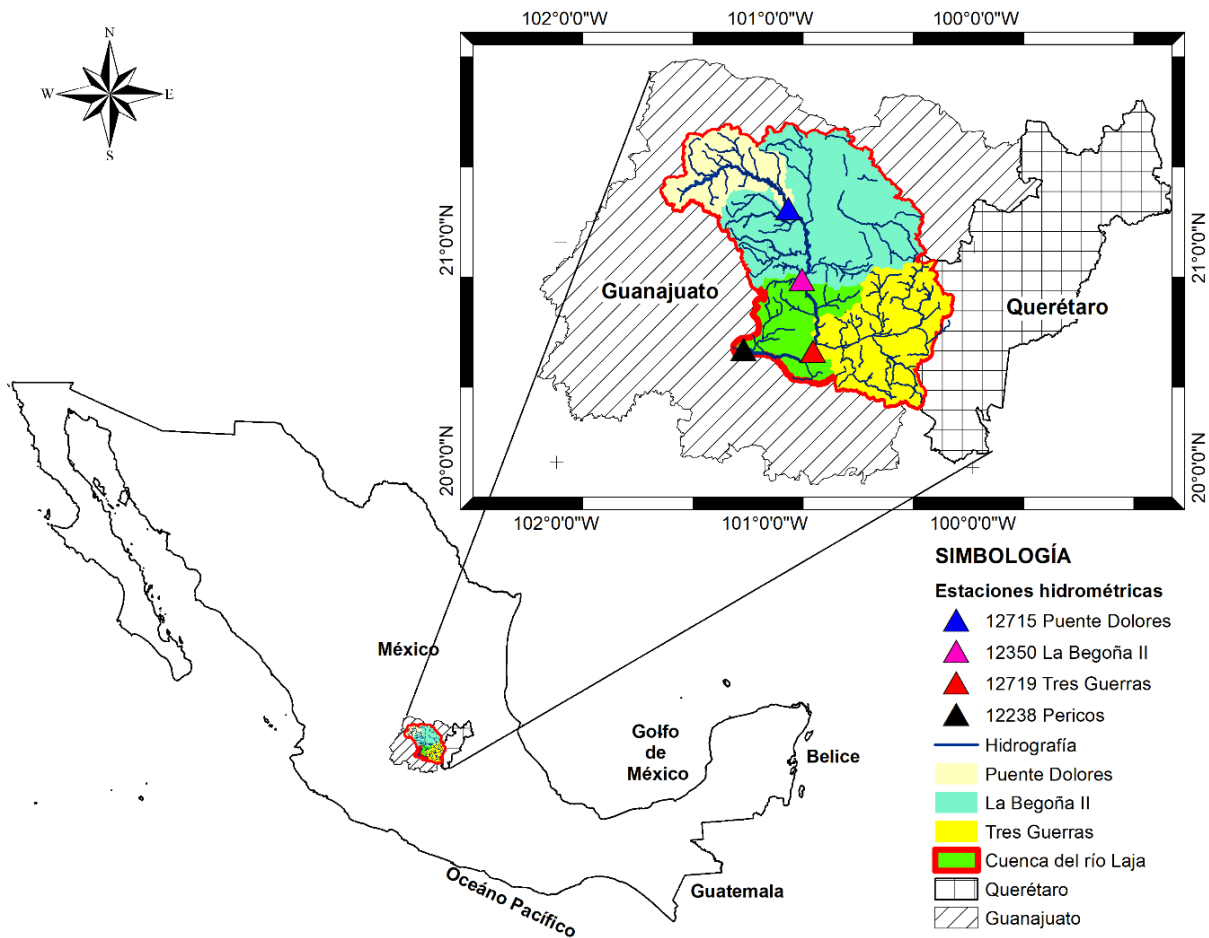


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio. Elaboración propia con información de Conagua (2014) e INEGI (2013).

Clima

Se utilizaron variables climáticas mensuales de series históricas de precipitación y temperatura media mensual registradas en 44 estaciones climatológicas convencionales (EMCs) distribuidas en toda la cuenca (Figura 2) (SMN, 2009). Los valores de la humedad relativa y velocidad del viento se obtuvieron de la red de estaciones meteorológicas automáticas (EMAs) del Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP, 2016). La cobertura de nubes fue tomada de forma empírica. Toda la información climática indicada es requerida por el WEAP para la construcción del modelo y se ingresó cada mes.

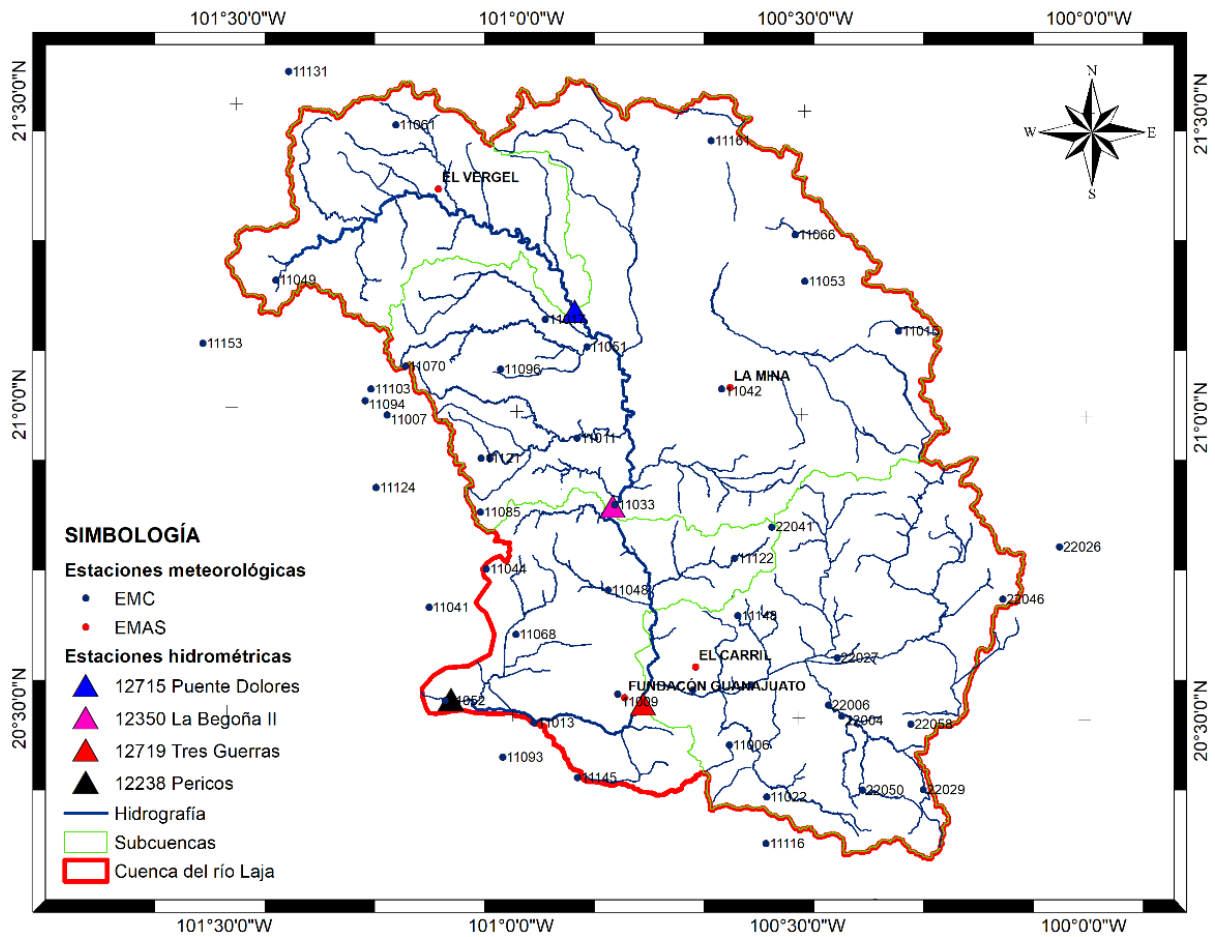


Figura 2. Estaciones climatológicas. Elaboración propia con información del SMN (2009).

Hidrometría

Se delimitaron tres subcuencas y la cuenca del río Laja de acuerdo con cuatro estaciones hidrométricas convencionales (EHCs) existentes. La información hidrométrica se obtuvo del Banco Nacional de Aguas Superficiales (Conagua & IMTA, 2008); los datos utilizados corresponden a los caudales medios mensuales históricos medidos en las cuatro EHCs existentes en la cuenca (**iError! No se encuentra el origen de la referencia.**). Para calibración y validación se utilizó información de flujos mensuales de cinco años.

Tabla 1. Estaciones hidrométricas en la cuenca (Conagua & IMTA, 2008).

Clave	Nombre de EHC	Área drenada (km ²)	Long W	Lat. N
12715	Puente Dolores	1 711	-100.90	21.17
12350	La Begoña II	4 984	-100.83	20.85
12719	Tres Guerras	5 849	-100.77	20.52
12238	Pericos	9 651	-101.11	20.53

De acuerdo con el método de humedad del suelo que se utilizó para la modelación hidrológica con WEAP se requieren parámetros hidrológicos y climáticos detallados. Los parámetros utilizados fueron coeficientes de cultivo (K_c) asignados con base en Allen, Pereira, Raes y Smith (2006), tomando en cuenta la vegetación y el patrón de cultivos del DR 085 "La Begoña". La capacidad de almacenamiento de agua en la zona de raíces

(Sw) varía de acuerdo con los tipos de cobertura del suelo, para la cuenca del río Laja se propusieron los valores capacidad de almacenamiento de agua en zona profunda (Dw); factor de resistencia al escurrimiento (RRF); conductividad en zona de raíces (ks); conductividad en zona profunda (kd); dirección preferencial de flujo (f); humedad inicial en zona de raíces ($Z1$), y humedad inicial en zona profunda ($Z2$). Los parámetros se ingresaron en porcentaje y valor absoluto. Los ajustes realizados en dichas variables se efectúan considerando los rangos establecidos por el mismo modelo y de otros esquemas hidrológicos similares a la cuenca de estudio (Flores-López, Galaitsi, Escobar, & Pukey, 2016).

Los valores de los parámetros del modelo WEAP para la cuenca del río Laja se definieron con base en valores de parámetros del método de humedad del suelo de otras aplicaciones realizadas en el continente americano (Amato, McKinney, Ingol-Blanco, & Teasley, 2006; Flores-López *et al.*, 2016; Febrillet-Huertas, José-Clases, Bello, & Chalas, 2014) (Tabla 2).

Tabla 2. Parámetros utilizados en el modelo hidrológico de la cuenca del río Laja.

CLASE	Kc	Sw (mm)	Dw (mm)	RRF	kd (mm/ mes)	f	Z1 %	Z2 %
Agricultura	1.2	330	330	2	200	0.4	30	30
Bosque	0.8	400	400	4	200	0.4	30	30

Cuerpo de agua	0.7	100	100	1	200	0.4	30	30
Matorral	0.8	100	100	2	200	0.4	30	30
Pastizal	0.6	330	330	3	200	0.4	30	30
Selva	0.7	400	400	4	200	0.4	30	30
Zona urbana	0.7	100	100	1	200	0.4	30	30

Uso de suelo y vegetación

La información correspondiente a coberturas para cada una de las subcuencas se obtuvo de la capa vectorial serie IV de uso de suelo y vegetación (INEGI, 2010) escala 1:250 000. La cuenca del río Laja presenta ocho clases de uso de suelo: agricultura (51.2 %), pastizal (21.25 %), bosque (11.9 %), selva (6.23 %), matorral (6.0 %), zona urbana (2.3 %), suelo desnudo (0.7 %) y cuerpos de agua (0.5 %).

Método de humedad del suelo

El método de humedad del suelo es el más complejo de los métodos modelados en WEAP; se basa en funciones empíricas que describen el comportamiento de la evapotranspiración, el escurrimiento superficial, la infiltración, el flujo base y la filtración profunda para una cuenca (SEI, 2015). El modelo considera el movimiento del agua a través de dos capas verticales de suelo (Figura 3). La primera capa representa el agua retenida cerca de la superficie, que está disponible para las raíces de las plantas; la segunda capa es más profunda y el agua de ésta se puede transmitir como flujo base o recarga de agua subterránea. Los principales parámetros de este modelo incluyen la capacidad de retención de agua para ambas capas, así como la conductividad hidráulica saturada de cada capa (Yates *et al.*, 2005b; Yates, Sieber, Purkey, Huber-Lee, & Galbraith, 2005c; SEI, 2015). El modelo calcula el balance hídrico debido a las entradas, salidas y cambios de almacenamiento en cada capa para cada subcuenca de una cuenca.

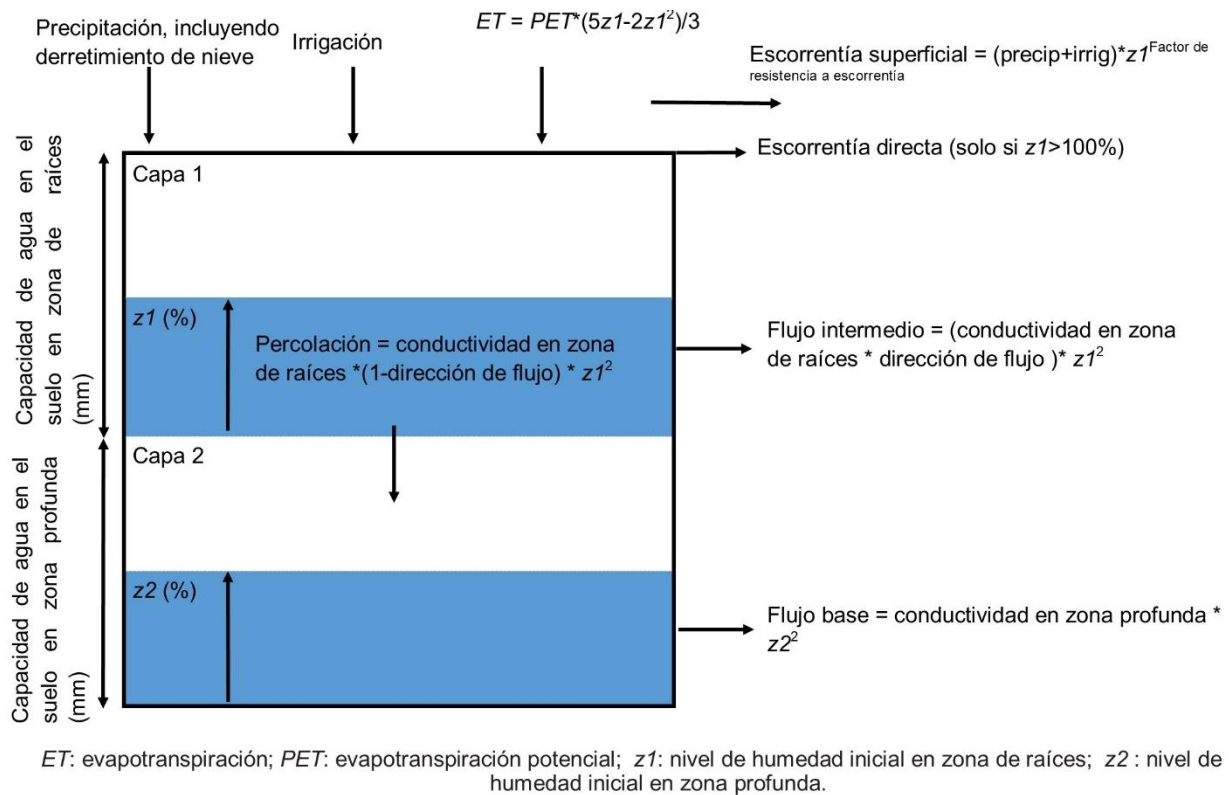


Figura 3. Elementos hidrológicos modelados en WEAP (CCG, 2009).

El cambio de humedad del suelo en la primera capa está dado por la precipitación efectiva menos la evapotranspiración de referencia, escorrentía superficial, infiltración y percolación. Una unidad de cuenca se puede dividir en N áreas fraccionarias por subcuencas que representan diferentes usos de la tierra/tipos de suelo; el balance hídrico se calcula para cada área fraccional j de N . Se supone que el clima es uniforme en cada subcuenca y se da el balance hídrico. Se plantea como (SEI, 2015):

$$Rd_j \frac{dz_{1j}}{dt} = Pe(t) - PET(t)k_{c,j}(t) \left(\frac{5z_{1j} - 2z_{1j}^2}{3} \right) - Pe(t)z_{1j}^{RRF_j} - f_j k_{s,j} z_{1j}^2 - (1 - f_j) k_{s,j} z_{1j}^2 \quad (1)$$

Donde:

$Rd_j \frac{dz_{1j}}{dt}$ = cambio en humedad del suelo en la capa 1 del área j (mm).

$Pe(t)$ = precipitación efectiva en el tiempo t (mm).

$PET(t)$ = evapotranspiración potencial para el área j en el tiempo t .

$k_{c,j}$ = coeficiente de cultivo para el área j .

$z_{1,j}$ = almacenamiento relativo dado como una fracción del almacenamiento efectivo total de la capa de zona de raíces para el área j .

RRF_j = factor de resistencia al escurrimiento (0-1000). El escurrimiento decrece con los valores más altos.

$Pe(t)z_{1j}^{RRF_j}$ = escorrentía superficial.

$f_j k_{s,j} z_{1j}^2$ = infiltración de la primera capa para el área j .

$(1 - f_j) k_{s,j} z_{1j}^2$ = percolación.

f_j = coeficiente relacionado con el suelo, el tipo de cobertura de la tierra y la topografía que definen la dirección de flujo en la capa 1 (0-1).

$k_{s,j}$ = estimación de la conductividad saturada en zona de raíz (mmh^{-1}).

(t) = tiempo.

El cambio en el almacenamiento de la segunda capa se calcula con:

$$S_{\text{máx}} \frac{dz_2}{dt} = \left[\sum_{j=1}^N (1 - f_j) k_{s,j} z_{1,j}^2 \right] - k_{s,2} z_2^2 \quad (2)$$

Donde:

$S_{\text{máx}}$ = la percolación profunda del almacenamiento en la capa superior.

k_{s_2} = la conductividad hidráulica saturada de la capa de almacenamiento inferior para el área j y se da como un valor único para la cuenca (mm/tiempo).

f_j = es un coeficiente relacionado con el suelo, el tipo de cobertura de la tierra y la topografía que definen la dirección de flujo en la capa 2 (0-1).

$z_{2,j}$ = es el almacenamiento relativo dado como un porcentaje del almacenamiento efectivo de la capa inferior del suelo para el área j .

Metodología

Modelación hidrológica

La modelación hidrológica se inicia con la delimitación de la cuenca y subcuencas, empleando un modelo digital de elevación MDE con una resolución de 15 m, escala 1:50 000 (INEGI, 2013). La metodología para la modelación hidrológica en *WEAP* se realizó siguiendo los pasos mostrados en el diagrama de la Figura 4.

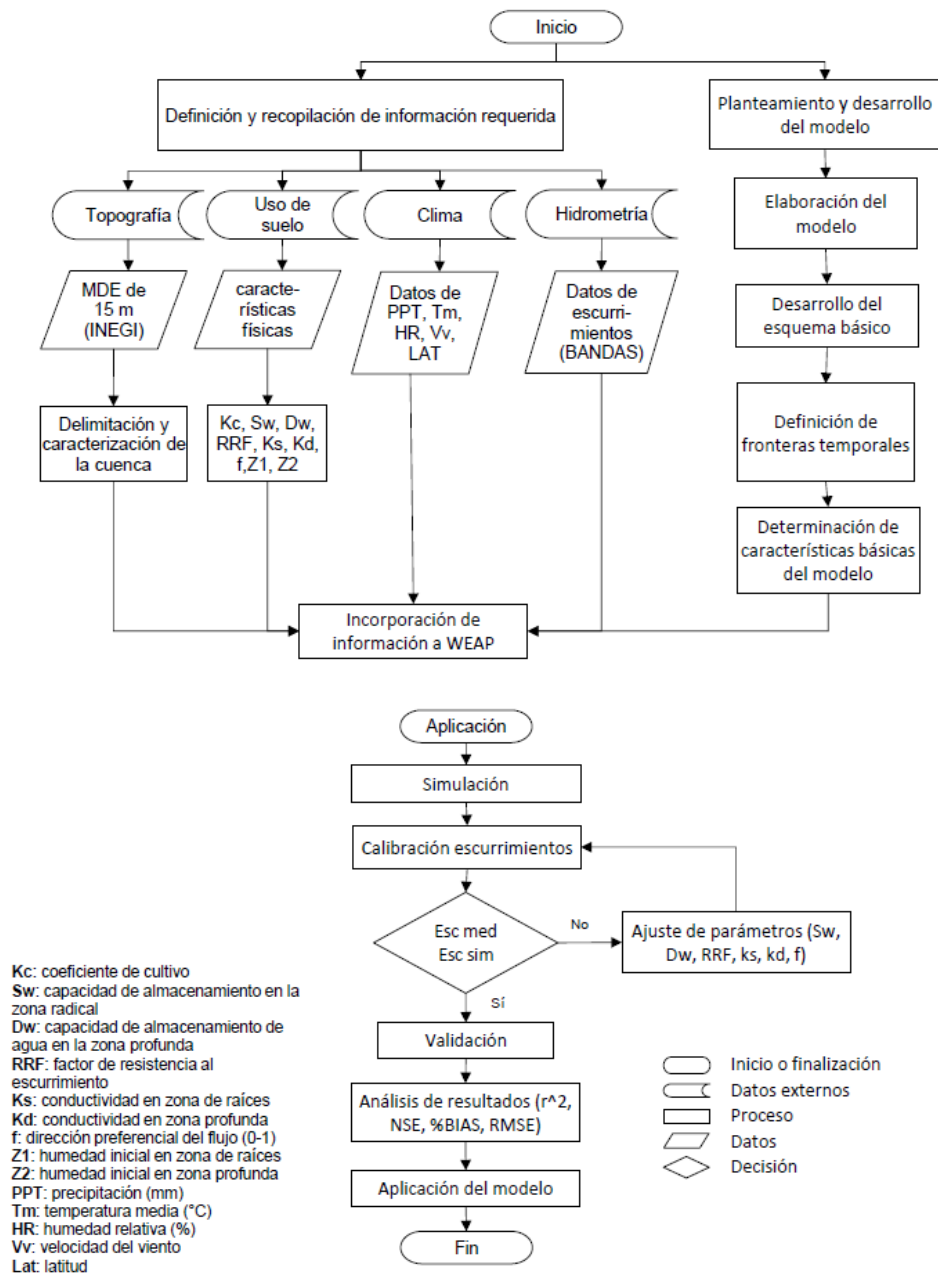


Figura 4. Diagrama de la metodología para calibrar y validar el modelo WEAP en la cuenca del río Laja, Guanajuato, México.

Construcción del modelo hidrológico de la cuenca del río Laja en WEAP

El proceso de modelación se elaboró con la interacción de los elementos naturales y antrópicos, que a su vez se componen de parámetros. Definidos los parámetros e información requerida por el modelo se procedió a ingresarlos en la interfase del modelo WEAP. Se hizo la primera simulación con los parámetros ingresados y se observó que los resultados producidos por el modelo reprodujeran en cada subcuenca y cuenca los picos de precipitación observados en las EMCs, y de los flujos observados en las EHCs. Una vez desarrollado y obtenido un resultado aceptable se procedió a su calibración.

Calibración

El proceso de calibración consiste en ajustar los parámetros del modelo variándolos hasta que los valores a la salida del modelo se ajustan a los datos observados reales (Cabrera, 2012).

La calibración se llevó a cabo mediante la comparación de los escurrimientos medidos a la salida de cada subcuenca *versus* escurrimientos simulados por WEAP para el periodo 1989-1993, periodo elegido al ser el más reciente que presentaba un registro continuo de datos en todas las estaciones hidrométricas.

Validación

Refsgaard y Knudsen (1996) definen la validación de un modelo como “el proceso de demostración de que el modelo es capaz de hacer predicciones en un lugar específico determinado para periodos fuera del periodo de calibración”. En este estudio, la validación se realizó con información hidrométrica de un periodo de cinco años (2001-2005 para las EHC Begoña II, Tres guerras y Pericos; y 1984-1988 para la EHC Puente Dolores), correspondiente a los cinco años más recientes de la información existente. Para medir la eficacia predictiva del modelo en la calibración y validación se usaron indicadores utilizados frecuentemente en modelación hidrológica: coeficiente de determinación (r^2), error medio

absoluto (MAE), porcentaje de sesgo (%BIAS) y coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) (Ahmed, 2012).

Resultados y discusión

Se formuló, calibró y validó el modelo hidrológico en las subcuencas y la cuenca del río Laja con la información de precipitación de las EMCs y de cuatro estaciones hidrométricas convencionales de aforo. Los parámetros que presentaron mayor sensibilidad y que se ajustaron dentro del modelo correspondieron a la capacidad de retención de humedad del suelo (SWC), conductividad en zona de raíces (RZC), factor de resistencia al flujo (RRF) y dirección del flujo preferencial (PFD); todos ellos son parámetros que caracterizan al suelo y sus horizontes, información escasa en nuestro país.

El resultado obtenido en la modelación se ve afectado por la calidad de los datos que lo sustentan.

El error obtenido entre flujos simulados *versus* medidos es menor del 10 % en promedio.

Calibración

Las pruebas de bondad de ajuste aplicadas durante la calibración a los resultados del modelo hidrológico del río Laja mostraron buena correlación entre los caudales simulados por el modelo WEAP y observados en las EHCs analizadas, Puente Dolores, La Begoña II, Tres Guerras y Pericos (Figura 5). Los índices estadísticos de Nash-Sutcliffe = 0.55, 0.6, 0.77 y 0.74, y r^2 de 0.82, 0.88, 0.81, 0.8, respectivamente, muestran dicha correlación (Tabla 3).

Tabla 3. Medidas de bondad de ajuste para la calibración en las subcuencas y cuenca del río Laja.

Prueba	EHC Puente dolores		EHC Begoña II		EHC Tres Guerras		EHC Pericos	
	V	C	V	C	V	C	V	C
r^2	0.82	J	0.88	B	0.81	J	0.78	J
NSE	0.55	B	0.64	M.B	0.77	M.B.	0.74	M.B.
PBIAS	-125.28	S.E.	26.5	Sub.E.	-57.01	S.E.	-77.34	S.E.
MAE	5.2	N.A.	11.2	N.A.	12.22	N.A.	17.55	N.A.

EHC = estación hidrométrica convencional; V = valor; C = clasificación; J = justo; B = bueno; M.B. = muy bueno; E = excelente; J = justo; N.A. = no aplica; S.E. = sobreestimación; Sub.E = subestimación.

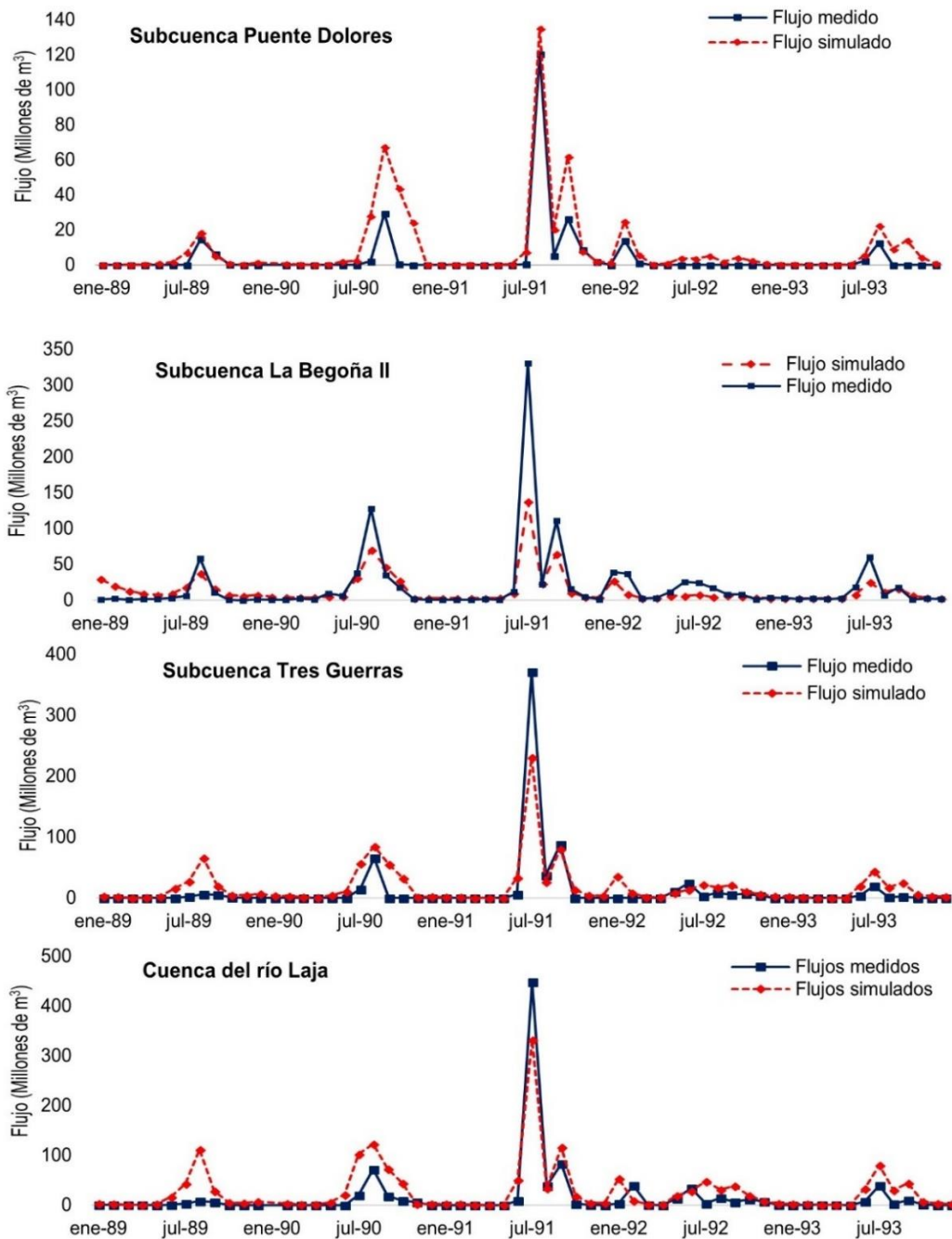


Figura 5. Flujo medido y simulado en el proceso de calibración por WEAP en las subcuencas y cuenca del río Laja.

Con base en la clasificación de Molnar (2011), valores de NSE menores a 0.2 indica que el ajuste es insuficiente; entre 0.2 y 0.4 es satisfactorio; entre 0.4 y 0.6 es bueno; entre 0.6 y 0.8 es muy bueno; si es mayor a 0.8 es excelente. El coeficiente de determinación fue clasificado con base en Andersen, Refsgaard y Jensen (2001).

De acuerdo con los resultados obtenidos en la calibración se observa que para caudales pequeños el modelo sobrestima; sin embargo, para caudales grandes subestima en todas las subcuencas y a nivel general. La desviación del MAE se incrementó en el orden de localización en el que están las estaciones hidrométricas en la cuenca, presentándose el menor error en la EHC Puente Dolores, localizada en la parte alta de la cuenca, y el mayor en la EHC Pericos, a la salida de la cuenca.

Validación

De acuerdo con las medidas de bondad de ajuste que se obtuvieron en el proceso de validación, con datos de las EMCs para el periodo de registro de precipitación de 1984-1988 (subcuenca Puente Dolores) y 2001-2005 (La Begoña II, Tres Guerras y Pericos), el coeficiente de determinación obtenido osciló entre 0.65 y 0.86 en las estaciones hidrométricas. El

coeficiente de Nash-Sutcliffe en las estaciones hidrométricas es clasificado como muy bueno con base en la clasificación de Molnar (2011), el PBIAS en la mayoría fue negativo e indica sobrestimación del modelo (Tabla 4).

Tabla 4. Medidas de bondad de ajuste para la validación en las subcuencas y cuenca del río Laja.

Prueba	EHC Puente dolores		EHC Begoña II		EHC Tres Guerras		EHC Pericos	
	V	C	V	C	V	C	V	C
r^2	<u>0.65</u>	P	<u>0.86</u>	B	<u>0.79</u>	J	<u>0.71</u>	J
NSE	<u>0.64</u>	M.B.	<u>0.62</u>	M.B.	<u>0.75</u>	M.B.	<u>0.57</u>	M.B.
PBIAS	$\bar{=}$ <u>22.23</u>	S.E.	<u>26.1</u>	Sub.E.	$\bar{=}$ <u>31.84</u>	S.E.	$\bar{=}$ <u>89.79</u>	S.E.
MAE	<u>3.67</u>	N.A.	<u>11.0</u>	N.A.	<u>10.88</u>	N.A.	<u>16.67</u>	N.A.

EHC = estación hidrométrica convencional; V = valor; C = clasificación; P = pobre; J = justo; B = bueno; M.B. = muy bueno; E = excelente; N.A. = no aplica; S.E. = sobrestimación; Sub.E. = subestimación.

Los resultados obtenidos en el proceso de validación de las subcuencas y cuenca del río Laja (Figura 6) presentan el mismo comportamiento que en la calibración; de forma general, el modelo sobrestima, no así en flujos pico.

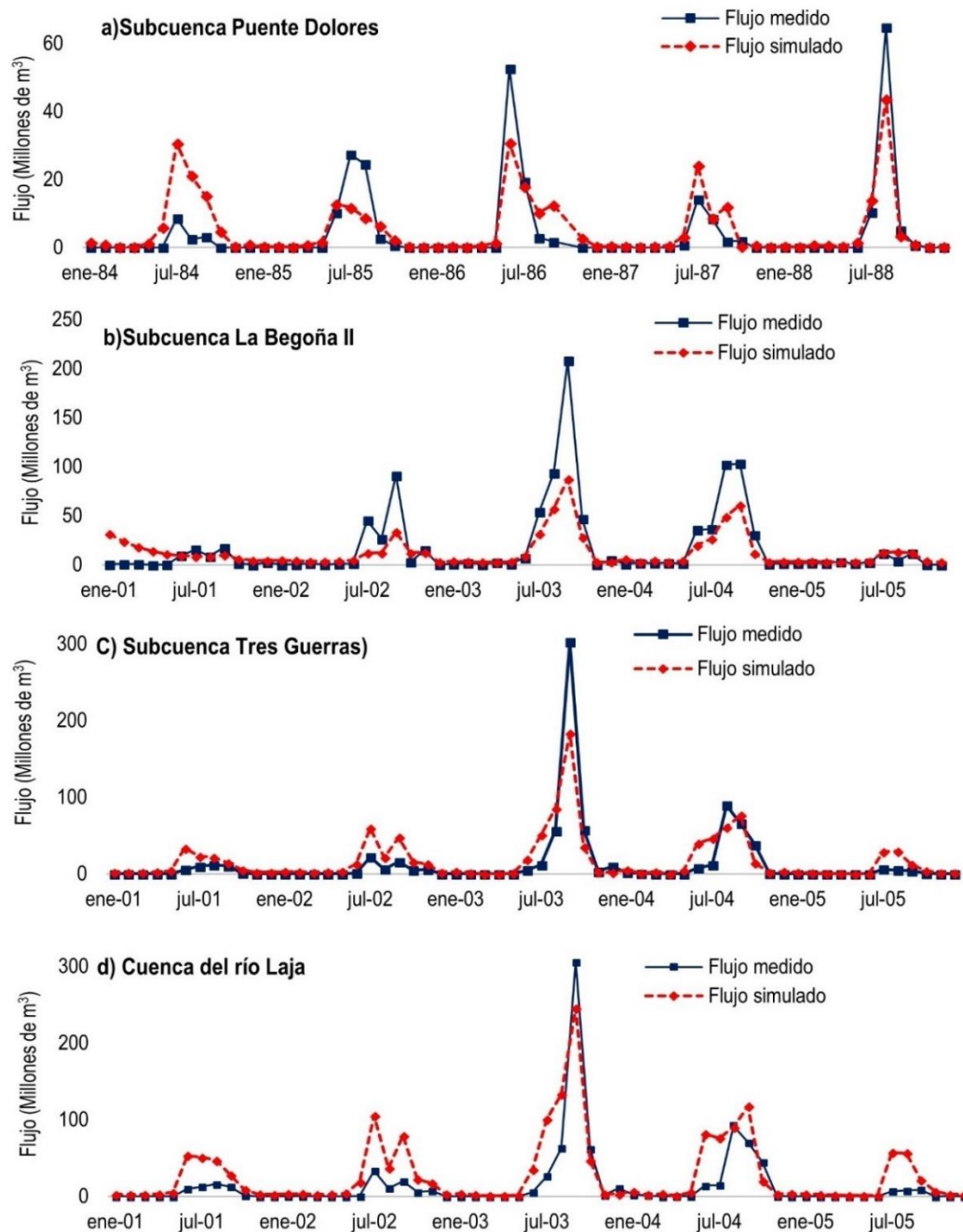


Figura 6. Flujo observado y simulado en el proceso de validación por WEAP en las subcuencas y cuenca del río Laja.

Escenario de cambio en clima

El escurrimiento modelado corresponde a las proyecciones del escenario RCP8.5 Para la cuenca del río Laja se generaron series de tiempo de las variables climáticas correspondiente a temperaturas y precipitación, se corrió el modelo y se observó el comportamiento de los escurrimientos en los puntos de control estudiados.

Para la evaluación del escenario RCP8.5 se utilizó el generador climático WGEN, de tiempo estocástico, desarrollado por el servicio de Investigación Agrícola del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (Richardson & Wright, 1984). Utiliza estadísticas mensuales y anuales para generar series de tiempo sintéticas diarias de precipitación, temperatura mínima, temperatura máxima y radiación solar; este generador climático está incluido en el módulo *Weatherman* en el *Decision Support System for Agrotechnology Transfer (DSSAT)* (Hoogenboom *et al.*, 2017).

La generación climática se realizó para el periodo 2012-2022, basándose en datos de 30 años, con la que se generaron las variables climáticas diarias, correspondientes a precipitación, temperatura mínima,

temperatura máxima y radiación solar; posteriormente se realizó el procesamiento necesario para obtener las variables por mes.

La generación del escenario se realizó para cada una de las subcuencas. Con el modelo calibrado se procedió a cambiar la información climática por la generada, con lo cual se obtuvieron los escurrimientos esperados de acuerdo con la precipitación estimada (Figura 7). El escenario RCP8.5 sólo incluye cambio de clima, sin modificar el uso de suelo.

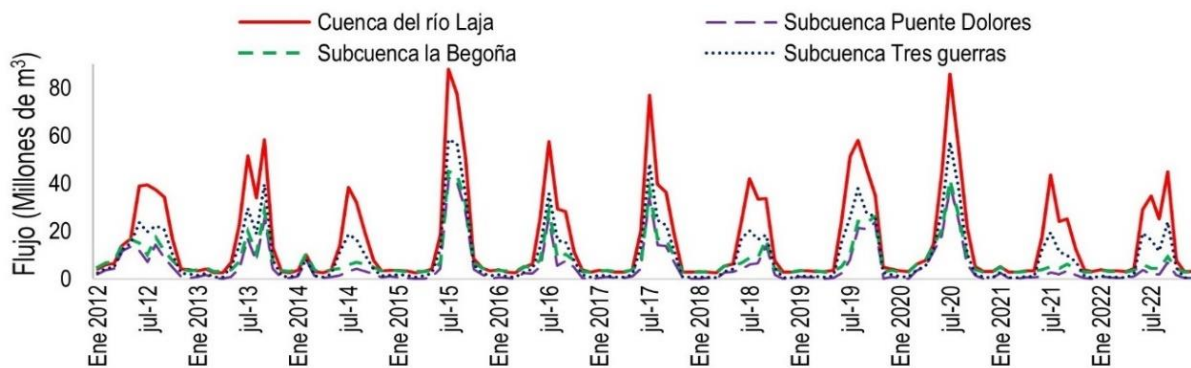


Figura 7. Flujos obtenidos del escenario con cambio de precipitación.

El promedio de los escurrimientos anuales simulados obtenido con las proyecciones del escenario RCP8.5 en la cuenca del río Laja es de 184.26 hm³ para el periodo 2012-2022. Palacios-Vélez y López-López (2004) mencionan que la media aritmética de los escurrimientos en la cuenca del río Laja es de 183.982 hm³; este dato confirma lo que dicen Bolongaro-Crevenna *et al.* (2016); el escenario RCP8.5 estima poco cambio en la cantidad de precipitación total.

Conclusiones

Los modelos hidrológicos son una herramienta útil para simular los procesos que ocurren en una cuenca; los resultados que se obtienen de ellos facilitan la toma de decisiones e implementación de políticas públicas para el uso eficiente y aprovechamiento de los recursos hídricos.

El resultado que se obtuvo de la aplicación de la herramienta WEAP en la cuenca del río Laja indica que el método de humedad del suelo es capaz de reproducir satisfactoriamente la respuesta de la cuenca del río Laja con base en los índices de eficiencia NSE, PBIAS y r^2 .

El modelo fue calibrado y validado para un periodo de cinco años en cada una de las subcuencas de la cuenca del río Laja. El modelo calcula mayores caudales en comparación con el caudal medido; no sucede lo mismo en los caudales pico, donde WEAP subestima los caudales.

Del presente trabajo es importante mencionar que una de las ventajas de WEAP al ser un modelo conceptual-base física es la cantidad de datos requeridos para su alimentación, que se considera menor en comparación con otros modelos hidrológicos; sin embargo, el rango de

variación de los valores de los parámetros que integran el modelo no están definidos.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Conacyt y al INIFAP-CENID-RASPA (Dr. Ignacio Sánchez Cohen, M.C. Gerardo Esquivel Arriaga) por su apoyo y colaboración para el desarrollo de la presente investigación.

Referencias

- Ahmed, F. (2012). A hydrologic model of kemptville basin calibration and extended validation. *Water Resources Management*, 26(9), 2583-2604. DOI:10.1007/s11269-012-0034-0
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (2006). *Estudio FAO riego y drenaje 56. Evapotranspiración del cultivo (guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos)*. Roma, Italia: Food and Agriculture Organization of the United Nations. Recuperado de <http://www.fao.org/3/a-x0490s.pdf>
- Amato, C. C., McKinney, D. C., Ingol-Blanco, E., & Teasley, R. L. (2006). *WEAP hydrology model applied: the Rio Conchos Basin*. Center for Research in Water Resources, University of Texas at Austin, USA. Recuperado de https://repositories.lib.utexas.edu/bitstream/handle/2152/7025/crw_r_onlinereport06-12.pdf?sequence=2
- Andersen, J., Refsgaard, J. C., & Jensen, K. H. (2001). Distributed

hydrological modelling of the Senegal River Basin-model construction and validation. *Journal of Hydrology*, 247(3-4), 200-214. DOI: 10.1016/S0022-1694(01)00384-5

Bolongaro-Crevenna, A., Márquez-García, A. Z., Torres-Rodríguez, V., Origel-Gutiérrez, G., Márquez-García, E., Aldeco-Ramírez, J., Díaz-Flores, M. A., Fernández-Bringas, L. M., Gómez Mendoza, L., Galván-Ortiz, L. M., Gómez-Millán, D. G., Ávila-Flores, B., Solares-Hernández, H., Montes-León, M. A. L., Márquez-García, L. I., Márquez-Hernández, A. C., Adriana-Pérez, E., Verónica Pérez-Flores, E. V., García-Díaz, B. E., & Arzate-Ramírez, S. G. (2016). Diagnóstico de la vulnerabilidad ante el cambio climático del destino turístico de San Miguel de Allende, Guanajuato. En: Bolongaro-Crevenna, R. A. (coord.). *Estudio de vulnerabilidad al cambio climático en diez destinos turísticos seleccionados* (Informe Técnico Proyecto 238980). Ciudad de México, México: Academia Nacional de Investigación y Desarrollo, Fondo Sectorial para la Investigación en Desarrollo y la Innovación Tecnológica en Turismo Conacyt-Sectur. Recuperado de http://www.sectur.gob.mx/wp-content/uploads/2018/01/6_San-Miguel-de-Allende.pdf

Bonelli, S., Vicuña, S., Meza, F. J., Gironás, J., & Barton, J. (2014). Incorporating climate change adaptation strategies in urban water supply planning: The case of central Chile. *Journal of Water and Climate Change*, 5(3), 357-376. DOI: 10.2166/wcc.2014.037

Cabrera, J. (2012). *Calibración de modelos hidrológicos*. Lima, Perú: Universidad Nacional de Ingeniería Civil, Instituto para la Mitigación

de los Efectos del Fenómeno El Niño.

Campos, D. F. (1998). *Procesos del ciclo hidrológico*. San Luis Potosí, México: Editorial Universitaria Potosina, Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

CCG, Centro de Cambio Global. (2009). *Guía metodológica: modelación hidrológica y de recursos hídricos con el modelo WEAP*. Santiago/Chile, Boston/EUA: Universidad Católica de Chile, Stockholm Environment Institute. Recuperado de http://www.weap21.org/downloads/Guia_modelacion_WEAP_Espanol.pdf

Choi, S. J., Kim, J. H., & Lee, D. R. (2012). Decision of the water shortage mitigation policy using multi-criteria decision analysis. *KSCE Journal of Civil Engineering*, 16(2), 247-253. DOI: 10.1007/s12205-012-0008-z

Conagua, Comisión Nacional del Agua. (2014). *Estadísticas del agua en México*. México. Recuperado de <http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Publicaciones/Publicaciones/EAM2014.pdf>

Conagua & IMTA, Comisión Nacional del Agua & Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. (2008). *Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS)*. Recuperado de <https://app.conagua.gob.mx/bandas/>

DOF, Diario Oficial de la Federación. (2003). *Acuerdo por el que se dan a conocer las denominaciones y la ubicación geográfica de las*

diecinueve cuencas localizadas en la zona hidrológica denominada río Lerma-Chapala, así como la disponibilidad media anual de las aguas superficiales en las cuencas que comprende dicha zona hidrológica. México, DF, México: Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales.

Esquivel, A. G., Nevárez, F. M. M, Velásquez, V. M. A., Sánchez, C. I., & Bueno, H. P. (2017). Hydrological modeling of a basin in Mexico's arid northern region and its response to environmental changes. *Ingeniería Agrícola y Biosistemas*, 9(1), 3-18. DOI: 10.5154/r.inagbi.2016.12.008

Febrillet-Huertas, J. F., José-Clases, S., Bello, L., & Chalas, J. (2014). Simulación de los efectos del cambio climático en los recursos hídricos y estrategias de adaptación, usando el modelo Water Evaluation and Planning (WEAP), en la cuenca de la región Yaque del Norte de la República Dominicana. *Aqua-LAC*, 6(2), 21-36. DOI: 10.29104/phi-aqualac/2014-v6-2-03

Flores-López, F., Galaitsi, S. E., Escobar, M., & Purkey, D. (2016). Modeling of andean páramo ecosystems' hydrological response to environmental change. *Water*, 8(3), 94. DOI: 10.3390/w8030094

Hamlat, A., Errih, M., & Guidoum, A. (2013). Simulation of water resources management scenarios in western Algeria watersheds using WEAP model. *Arabian Journal of Geosciences*, 6(7), 2225-2236. DOI: 10.1007/s12517-012-0539-0

Harna, K. J., Johnson, M. S., & Cohen, S. J. (2012). Future water supply and demand in the Okanagan Basin, British Columbia: A scenario-

based analysis of multiple, interacting stressors. *Water Resources Management*, 26(3), 667-689. DOI: 10.1007/s11269-011-9938-3

Höllermann, B., Giertz, S., & Diekkrüger, B. (2010). Benin 2025- Balancing future water availability and demand using the WEAP 'Water Evaluation and Planning' System. *Water Resources Management*, 24(13), 3591-3613. DOI: 10.1007/s11269-010-9622-z

Hoogenboom, G., Porter, C., Vakhtang, S., Boote, K., Singh, U., White, J., Hunt, L., Ogoshi, R., Lizaso, J. I., Koo, J., Asseng, S., Singels, A., Moreno, L., & Jones, J. (2017). *Decision Support System for Agrotechnology Transfer (DSSAT) Version 4.7* (<https://DSSAT.net>). Gainesville, USA: DSSAT Foundation.

INEGI, Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2013). *Continental - Continuo de elevaciones mexicano, CEM. Versión 3.0*. Aguascalientes, México: Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Recuperado de <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/datosrelieve/continental/Descarga.aspx>

INEGI, Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2010). *Conjunto de datos vectoriales de la carta de uso de suelo y vegetación, escala 1:250 00 Serie IV (Continuo Nacional)*. Aguascalientes, México: Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Recuperado de <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/reclnat/usuarios/Default.aspx>.

INIFAP, Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y

- Pecuarias. (2016). *Red Nacional de Estaciones Agrometeorológicas Automatizadas INIFAP*. Ciudad de México: Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias. Recuperado de <http://clima.inifap.gob.mx/redinifap/>
- Johnston, R., & Smakhtin, V. (2014). Hydrological modeling of large river Basins: How much is enough? *Water Resources Management*, 28(10), 2695-2730. DOI: 10.1007/s11269-014-0637-8
- Magaña, V. O. (2005). *Fomento de las capacidades para la etapa II de adaptación al cambio climático en Centroamérica, México y Cuba. Estudio de caso en México: Tlaxcala. Análisis de la vulnerabilidad actual, Informe de Avance de Trabajo* (Vol. 31) (Proyecto RLA/01/G31/A/1G/99). Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo, Fondo Global del Ambiente. Recuperado de http://www2.inecc.gob.mx/descargas/cclimatico/cc_cmc_regional.pdf
- Molnar, P. (2011). *Calibration. Watershed modelling, SS 2011*. Zürich, Switzerland: Institute of Environmental Engineering, Chair of Hydrology and Water Resources Management, ETH.
- Palacios-Vélez, E., & López-López, C. (2004). La sobreexplotación de las cuencas hidrológicas: el caso de la cuenca del río de La Laja, Guanajuato. En: Cotler, H. (ed.). *El manejo integral de cuencas en México* (pp. 131-148). México, DF, México: Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, Instituto Nacional de Ecología. Recuperado de <http://www2.inecc.gob.mx/publicaciones2/libros/528/sobreexplotaci>

on.pdf

- Refsgaard, J. C., & Knudsen, J. (1996). Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resources Research*, 32(7), 2189-2202. DOI: 10.1029/96WR00896
- Richardson, C. W., & Wright, D. A. (1984). *WGEN: A model for generating daily weather variables*, ARS-8. Washington, DC, USA: US Department of Agriculture, Agricultural Research Service.
- Rochdane, S., Reichert, B., Messouli, M., Babqiqi, A., & Khebiza, M. Y. (2012). Climate change impacts on water supply and demand in Rheraya Watershed (Morocco), with potential adaptation strategies. *Water*, 4(1), 28-44. DOI: 10.3390/w4010028
- Sánchez-Torres-Esqueda, G., Ospina-Noreña, J. E., Gay-García, C., & Conde, C. (2011). Vulnerability of water resources to climate change scenarios. Impacts on the irrigation districts in the Guayalejo-Tamesí river basin, Tamaulipas, México. *Atmósfera*, 24(1), 141-155.
- Sandoval-Solis, S., & McKinney, D. C. (2009). Hydrological feasibility of environmental flows in the Río Grande/Bravo basin. In: *World Environmental and Water Resources Congress 2009: Great Rivers* (pp. 1-11). DOI: 10.1061/41036(342)497
- Savage, M., Rodrigo, D., Lund, J., Munevar, A., Purkey, D., & Bourez, W. (mayo, 2004). Sacramento, California, USA: *California Water and Environmental Modeling Forum Technical Workshop*, Presentation Summaries, CWEMF.
- SMN, Servicio Meteorológico Nacional. (2009). *Red de Estaciones*

Climatológicas. Climatología mensual. México, DF, México: Servicio Meteorológico Nacional. Recuperado de http://smn.cna.gob.mx/index.php?option=com_content&view=article&id=42&Itemid=75

SEI, Stockholm Environment Institute. (2015). *Water evaluation and planning system, WEAP.* Boston, USA: Stockholm Environment Institute.

Torres-Benites, E., Mejía-Sáenz, E., Cortés-Becerra, J., Palacios-Vélez, E., & Exebio-García, A. (2005). Adaptación de un modelo de simulación hidrológica a la cuenca del río Laja, Guanajuato, México. *Agrociencia*, 39(5). Recuperado de <https://agrociencia-colpos.mx/index.php/agrociencia/article/download/411/411>

Yates, D., Miller, K. A., Wilby, R. L., & Kaatz, L. (2015a). Decision-centric adaptation appraisal for water management across Colorado's continental divide. *Climate Risk Management*. DOI: 10.1016/j.crm.2015.06.001

Yates, D., Sieber, J., Purkey, D., Huber-Lee, A., & Galbraith, H. (2005b). WEAP21-A demand, priority, and preference-driven water planning model, part 1: Model characteristics. *Water International*, 30(4), 487-500. DOI: 10.1080/02508060508691893

Yates, D., Sieber, J., Purkey, D., Huber-Lee, A., & Galbraith, H. (2005c). WEAP21-A demand, priority, and preference driven water planning model, part 2: Aiding freshwater ecosystem service evaluation. *Water International*, 30(4), 501-512. DOI: 10.1080/02508060508691894

DOI: 10.24850/j-tyca-2022-02-04

Artículos

Instrumentación hidráulica y su aplicación a las ecuaciones de Nikuradse y Prandtl-Von Kármán, para la estimación de la rugosidad compuesta en túneles de desvío. Caso de estudio: río Grijalva

**Hydraulic instrumentation and its application to the Nikuradse and Prandtl-Von Kármán, equations for the estimation of composite roughness in diversion tunnels
Case study: Grijalva River**

Ana Alicia Palacios-Fonseca¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-9860-8345>

Humberto Marengo-Mogollón², ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-8829-4020>

¹Instituto Mexicano de Tecnología del agua, Jiutepec, Morelos, México, ana_palacios@tlaloc.imta.mx

²Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México, hmarengom@gmail.com

Autora para correspondencia: Ana Alicia Palacios-Fonseca,
ana_palacios@tlaloc.imta.mx, anapalf27@gmail.com

Resumen

En los recientes proyectos hidroeléctricos construidos en México (P.H. El Cajón, P.H. La Yesca y túneles del río Grijalva) se han diseñado las obras de desvío con una combinación de materiales: concreto hidráulico en su plantilla y concreto lanzado en sus paredes y bóveda, lo que permite reducir las pérdidas hidráulicas y obtener una mayor capacidad de descarga para garantizar la seguridad hidrológica de la presa durante el tiempo de construcción, además de lograr considerables ahorros en los costos. Para monitorear dicha capacidad se han realizado diversos proyectos de instrumentación, lo que permite registrar las variables hidráulicas en diferentes secciones, además de estimar el parámetro representativo de la rugosidad compuesta.

Este artículo trata sobre la estimación del parámetro de rugosidad compuesta en túneles de desvío con caso de estudio: "túneles de comunicación del río Grijalva", localizados aguas arriba de la Central Hidroeléctrica Peñitas, utilizando instrumentación hidráulica que permite medir, entre otras variables, la velocidad en la zona cercana a la pared. Y aplicando las teorías de capa límite de Nikuradse y de Prandtl-Von Kármán determinar la rugosidad equivalente en las paredes, así como la

revisión de 17 ecuaciones empíricas para obtener finalmente la rugosidad compuesta representativa de los túneles.

Palabras clave: instrumentación hidráulica, rugosidad compuesta, túneles de desvío, perfiles de velocidad, Nikuradse, Prandtl-Von Kármán, capa límite, flujo a superficie libre, seguridad de presas.

Abstract

In the recent hydroelectric power plants built in Mexico (P.H. El Cajón, P.H. La Yesca, and Grijalva River tunnels), the diversion tunnels have been designed with a combination of materials: hydraulic concrete in its template and concrete cast in its walls and vault, which allows to reduce hydraulic losses and get a greater discharge capacity to guarantee the hydrological safety of the dam during the build time, in addition to achieving considerable cost savings. To monitor this capacity, several instrumentation projects have been carried out, recording the hydraulic variables in different sections, in addition to estimating the representative parameter of the composite roughness.

This article relates how estimates the composite roughness parameter in diversion tunnels, in a case study: "Communication tunnels of the Grijalva River", upstream of the Penitas Hydroelectric Power Plant, using hydraulic instrumentation to measure, among other variables, the speed in the area near to the wall. And applying the boundary layer theories of Nikuradse and Prandtl-Von Kármán to determine the

equivalent roughness in the walls, as well as the review of 17 empirical equations to finally obtain the representative composite roughness of the tunnels.

Keywords: Hydraulic instrumentation, composite roughness, diversion tunnels, velocity profiles, Nikuradse, Prandtl-Von Kármán, boundary layer, free-surface flow, dam safety.

Recibido: 04/03/2020

Aceptado: 01/03/2021

Introducción

La Comisión Federal de Electricidad (CFE), a través de la Coordinación de Proyectos Hidroeléctricos (CPH) y del Laboratorio de Hidráulica, ha llevado a cabo desde 2008 diversos proyectos de instrumentación hidráulica, en el P.H. El Cajón, P.H. La Yesca y los túneles del río Grijalva. En el P.H. La Yesca se instrumentaron diversas estructuras para estudiar su comportamiento hidráulico: las obras de desvío; la obra de generación, el

desfogue y la cámara de oscilación; la obra de excedencias; el vertedor; el río aguas abajo de la presa, y el embalse. Dichas instrumentaciones consisten principalmente en la instalación de celdas o sensores de presión, y medidores *doppler* para calcular la velocidad y el gasto, así como otras variables, para el estudio de la rugosidad compuesta.

En 2007, como resultado de las lluvias acumuladas del 28 de octubre al 3 de noviembre de 2007 sobre el río Grijalva en Chiapas y que arrojó 1 077 mm, se produjo un deslizamiento por margen derecha de tierra y roca de 55 millones de metros cúbicos, lo que provocó un bloqueo en el río de 800 m de longitud y 300 m de ancho, representando principalmente un serio riesgo para la seguridad de la C.H. Peñitas en caso de un rompimiento que podría generar una avenida no regulada y, por lo tanto, graves daños a las poblaciones aguas abajo (Marengo, 2011). Asimismo, después del deslizamiento de tierra, la conexión entre los embalses aguas arriba del caído y el de la presa Peñitas quedó reducida a un canal de 930 m de longitud y ancho de 70 m (Figura 1).

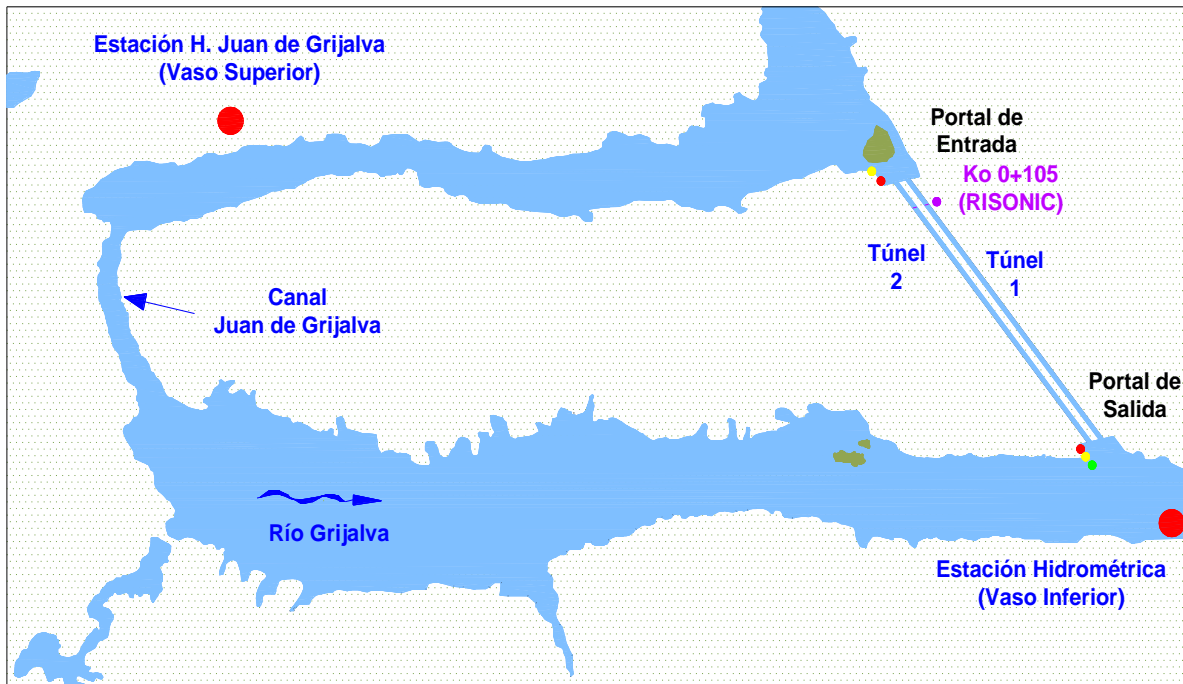


Figura 1. Localización de los túneles de comunicación del río Grijalva y el canal Juan de Grijalva después del deslizamiento.

Entre las acciones tomadas para hacer frente a caudales de hasta 3 500 m³/s se encuentran: 1) la construcción de un canal en la zona de reducción siguiendo la traza del río; 2) la suspensión temporal de la generación de la C.H. Malpaso; 3) disminución del nivel de la C.H. Peñitas con la operación del vertedor y la generación, y 4) la construcción de dos túneles de sección portal de 14 x 14 m que complementan la capacidad de conducción del río entre la C.H. Malpaso y la C.H. Peñitas. En este último punto, dichos túneles deberían ser monitoreados en su eficiencia

en la conducción hidráulica, así como en los movimientos geológicos naturales de la estructura mediante instrumentos de medición hidráulica y de geotecnia.

La instrumentación hidráulica se utilizó para medir niveles hidráulicos, velocidades de flujo en secciones definidas y gasto o caudal tanto en periodo de estiaje como de lluvias; así como para estudiar el parámetro de rugosidad compuesta representativo del túnel, lo que permitiría definir la capacidad hidráulica.

El objetivo general de este trabajo es presentar una metodología para obtener el parámetro de rugosidad compuesta representativo de los túneles de desvío en el río Grijalva a partir de mediciones directas cercanas a la pared, y posteriormente aplicar las teorías de capa límite de Prandtl-Von Kármán y la rugosidad equivalente de Nikuradse.

Los objetivos particulares son los siguientes: 1) estudiar el funcionamiento hidráulico de los túneles mediante instrumentación hidráulica; 2) estimar el parámetro de rugosidad de pared a partir de mediciones de velocidad en la zona de capa límite; 3) estimar el parámetro de rugosidad compuesta a partir de las mediciones puntuales y las teorías de capa límite de Prandtl Von-Kármán y Nikuradse; 4) analizar mediante un modelo matemático y el mínimo error cuadrado la ecuación empírica de mejor ajuste para el cálculo de rugosidad compuesta, y 5) obtener una curva gasto-rugosidades.

Lo anterior podrá coadyuvar en el diseño hidráulico de obras de desvío con rugosidad compuesta y su eficiencia en la capacidad de descarga. Esta investigación se realizó en condiciones de operación real.

Antecedentes

Seguridad de las obras de desvío y la rugosidad compuesta

De acuerdo con Marengo (2019) se deben tener en cuenta algunas consideraciones al diseñar y construir las obras de desvío. Se tiene la experiencia de enero de 1992 durante la construcción del Proyecto Hidroeléctrico Aguamilpa, donde se produjeron dos avenidas extraordinarias, lo que puso a prueba las condiciones de diseño en la cortina y la obra de desvío. La obra de desvío consistió en dos túneles sección portal de 16 x 16 m y longitudes de 1 100 y 1 200 m (Túnel 1 y Túnel 2, respectivamente), para una avenida máxima de 6 700 m³/s,

además de contar con un dique fusible de 10 m y un canal por margen derecha. En 1990 (del 11 al 22 de agosto), durante la construcción se presentó una avenida de 5 300 m³/s, lo que provocó un aumento en el embalse (102.60 msnm). En 1992 (del 16 al 20 de enero), se tuvo nuevamente una avenida de 10 800 m³/s de gasto instantáneo y un gasto máximo diario de 9 334 m³/s, que provocó un aumento en el nivel del embalse de la cota de 70 msnm a la cota de 108 msnm, lo que hizo rebasar la ataguía aguas arriba. Se tuvo que abrir el dique fusible y se comenzó a inundar entre la ataguía y la cortina para evitar un daño mayor y el colapso de la estructura. Se llegó a la cota máxima de 123.60 msnm, apenas por debajo de la cara de la cortina. Posteriormente se tuvo una segunda avenida de 7 700 m³/s, alcanzando la cota de 112.40 msnm, llenando de nuevo el recinto entre la ataguía y la cortina, lo que provocó una deformación en la ataguía y retraso en el programa de construcción de la estructura.

Lo anterior dejó las siguientes lecciones y experiencias en cuanto a las obras de desvío: 1) la importancia de colocar un dique fusible para salvaguardar la integridad de la ataguía; 2) la ventaja de colocar concreto hidráulico tan sólo en la plantilla de los túneles permitió pasar de 164 a 188 años en periodo de retorno (Tr), asimismo, al cambiar a concreto lanzado en las paredes y bóveda permite pasar a un Tr de 313 años, que representa un aumento significativo en la seguridad del sistema hidráulico, geológico y estructural, lo que también permite conseguir ahorros significativos en las obras de desvío. Derivado de lo anterior nace

el concepto de “rugosidad compuesta”, que puede implementarse con un análisis de riesgo para cada caso de diseño de obras de desvío.

Aspectos generales de rugosidad compuesta en túneles o canales

Sea un canal o túnel cuya sección transversal consiste en subsecciones de diferentes formas (circular, trapecial, arco, herradura, etc.), para el caso de la rugosidad compuesta el factor principal es el coeficiente de resistencia n , el cual puede ser combinado en plantillas, paredes y bóveda. Este coeficiente modifica la distribución de velocidad a lo largo de la sección transversal (Marengo, 2019). Para su estudio existen diversas ecuaciones que permiten definir su valor de forma homogénea considerando sólo el perímetro mojado (Marengo & Arreguín, 2008). El estudio de los efectos de la variación de la rugosidad en el flujo ha sido estimado por diversos análisis: mediante modelos físicos, numéricos, bidimensionales, 2D y tridimensionales, al igual que con la instrumentación en sitio combinado con los análisis numéricos teóricos y empíricos, objeto de estudio de la presente investigación.

La resistencia al flujo depende de cuatro componentes de acuerdo con Rouse (1965): 1) la capa de fricción, 2) el arrastre, 3) la resistencia de deformación y 4) la resistencia asociada con la inestabilidad del flujo. Coeficiente de resistencia f de Weisbach está en función (F) de:

$$f = F(Re, k, \eta, N, F, U) \quad (1)$$

Donde Re es el número de Reynolds; k , la rugosidad relativa, que se expresa como k_s/Rh , donde k_s es el equivalente a la rugosidad de la superficie de la pared y Rh es el radio hidráulico del flujo; η , función de la forma geométrica de la sección transversal; N , el número de uniformidad del canal tanto en el contorno como en el plano; F , el número de Froude, y U es el grado de inestabilidad del flujo. Rouse (1965) demostró que el diagrama de Moody es un caso especial de la Ecuación (1) para flujo constante en tuberías rectas rígidas de diámetro constante al sólo considerar dos de los seis parámetros independientes, que son: el número de Reynolds y la rugosidad relativa k_s/Re ; este último permite calcular la rugosidad de Nikuradse.

Las fórmulas usadas por lo común en canales abiertos con flujo uniforme para calcular el coeficiente de resistencia son:

Ecuación de Manning:

$$V = \frac{K_n}{n} R h^{2/3} S_f^{1/2} \quad (2)$$

Ecuación homogénea de Manning:

$$V = \frac{g^{1/2}}{n_g} R h^{2/3} S_f^{1/2} \quad (3)$$

Ecuación de Darcy-Weisbach:

$$V = \left(\frac{2g}{f} \right)^{1/2} D^{1/2} \left(\frac{h_f}{L} \right)^{1/2} \quad (4)$$

Ecuación de Chézy:

$$V = C R_h^{1/2} S_f^{1/2} \quad (5)$$

Ecuación de Hazen-Williams:

$$V = K_{HW} C_{HW} R^{0.63} S_f^{0.54} \quad (6)$$

Donde V es la velocidad media de la sección transversal; n , f y C , los coeficientes de resistencia de Manning, Weisbach y Chézy, respectivamente; R_h , el radio hidráulico; S_f , la pendiente de fricción; g , la aceleración de la gravedad, y $K_n = 1m^{1/2}/s$.

Los coeficientes de resistencia se pueden relacionar utilizando las ecuaciones anteriores:

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = \frac{C}{\sqrt{g}} = \frac{K_n R_h^{1/6}}{\sqrt{g}} \frac{R_h^{1/6}}{n} = \frac{V}{\sqrt{g R_h S_f}} \quad (7)$$

De acuerdo con Marengo (2019), en la práctica profesional se sigue empleando la ecuación de Manning, que en el caso de un flujo uniforme y desde el punto de vista espacial (Chow, 1959) está definido como aquel en el que el tirante, el área hidráulica, la velocidad y la descarga en cada sección del túnel son constantes, y en que la pendiente de energía S_f , la de la superficie del agua S_w , y el del fondo del canal S_0 son paralelos, es decir: $S_w = S_f = S_0$. El denominador se llama velocidad cortante (V_*), que se define como:

$$V_* = \sqrt{gRhS_f} \quad (8)$$

El cual permite determinar el coeficiente de fricción C_f :

$$C_f = \left(\frac{V_*}{V}\right)^2 \quad (9)$$

De acuerdo con la Ecuación (9) y la Ecuación (7), se puede expresar lo siguiente:

$$C_f = \frac{f}{8} = \frac{g}{c^2} = \frac{g}{k_n^2 R_h^{1/3}} = \frac{n_g^2}{R_h^{1/3}} \quad (10)$$

Cuando se consideran diversos materiales de rugosidad, por ejemplo concreto hidráulico en la plantilla y paredes, y concreto lanzado en bóveda o roca, el valor de n de la Ecuación (2) es recomendable estimar un coeficiente representativo de las rugosidades al que se le denominará en adelante "coeficiente de rugosidad equivalente", que además cambiará en función del tirante hidráulico (Marengo, 2019).

Diseño experimental

Instrumentación para la medición de variables hidráulicas

Características geométricas e hidráulicas de los túneles

La investigación está centrada en el caso de estudio de los túneles de comunicación del vaso superior e inferior del río Grijalva, aguas arriba de la C.H. Peñitas (Ángel Albino Corzo), cuyas características se mencionan a continuación.

Consiste en dos túneles (T1 y T2) ubicados en margen izquierda del río Grijalva, de sección portal de 14 m de ancho por 14 m de altura, y plantilla horizontal de concreto hidráulico y paredes y bóveda de concreto lanzado (Tabla 1), los cuales contribuyen a la regulación de la operación entre las dos centrales Malpaso y Peñitas (Tabla 2).

Tabla 1. Características geométricas de los túneles.

Túnel 1 y 2		
Gasto de diseño	2 604.00	m ³ /s
Periodo de retorno	10 000	años
Nivel del embalse	105.99	m
Longitud túnel 1	1 200.96	m
Longitud túnel 2	1 187.04	m
Pendiente	Horizontal	-
Canal de llamada y salida comunes, elev	76.50	m
Sección portal	14 x 14	m
Radio bóveda	7.00	m

Tabla 2. Niveles de operación de la C.H. Peñitas y la C.H. Malpaso.

Presas Peñitas	
Elevación NAME	95.50 m
Elevación NAMO	87.40 m
Elevación NAMINO	85.00 m

Elevación labio superior compuertas del vertedor	91.14 m
Unidades de generación	4.00
Gasto por unidad	349.00 m ³ /s
Presa Malpaso	
Elevación media desfogue obra de toma	86.50 m
Unidades de generación	6.00
Gasto por unidad	240.00 m ³ /s

Instalación de la instrumentación

Se realizó un proyecto de instrumentación hidráulica que consistió en la instalación de 53 sensores o celdas de medición de presión hidrostática, programadas para medir niveles hidráulicos, de los cuales 24 corresponden a cada túnel y separadas 50 m cada una (en cada túnel), así como cinco adicionales a lo largo de cada uno de los portales de entrada y salida (Figura 2).

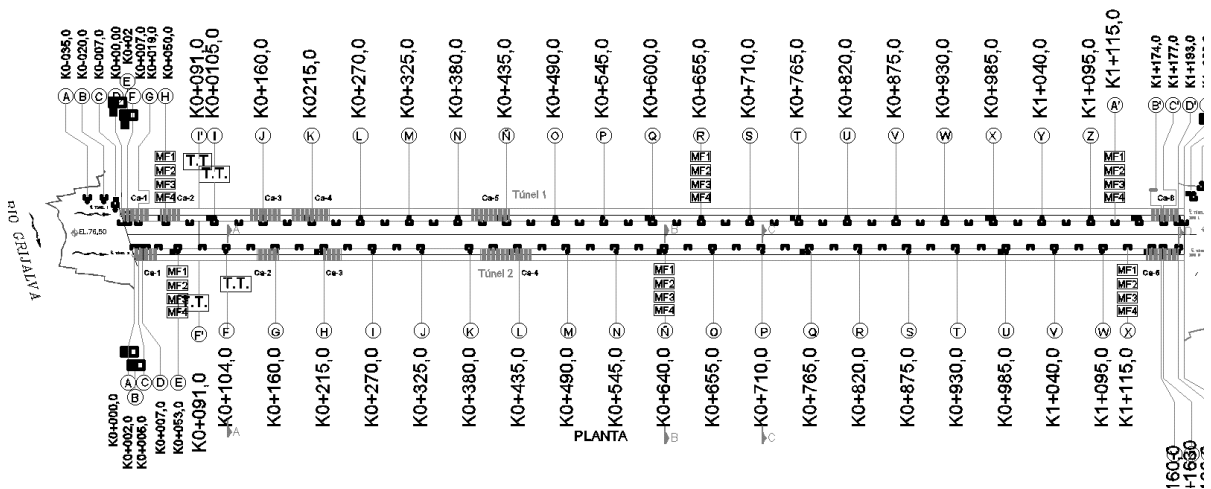


Figura 2. Localización de celdas en los túneles (túnel 1 superior y túnel 2 inferior en la figura).

Las celdas de presión o *cells* (en inglés), o sensores de presión, son de tipo “cuerda vibrante”, las cuales quedaron instaladas dentro del concreto en la parte cóncava que une la pared con la plantilla en la sección transversal del túnel; a esa zona se le conoce como “chaflán” (Figura 3). Los sensores contienen un cable o hilo vibrante que detecta la presión hidráulica por medio de un diafragma que transforma la frecuencia de resonancia a un valor de presión hidráulica y por lo tanto a un valor de nivel hidráulico. Los sensores se calibran previamente en laboratorio y se realiza la programación en el sistema SCADA para transformarlos a valores de tirantes hidráulicos o de niveles hidráulicos en msnm.

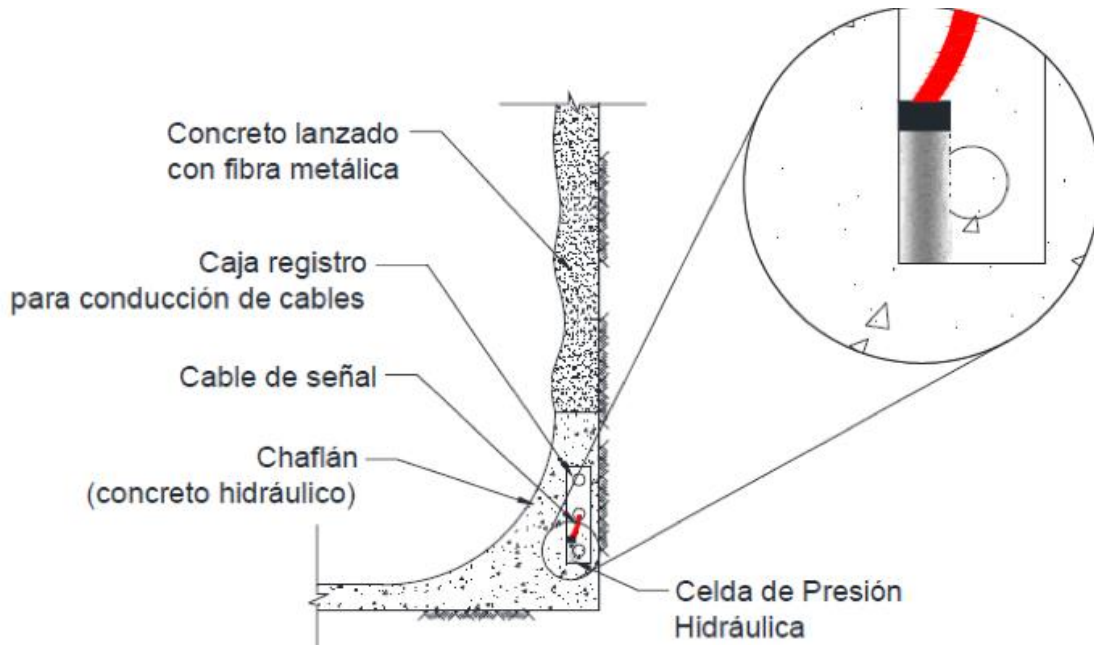


Figura 3. Colocación de celdas dentro del "chaflán".

Para el gasto o caudal se instaló un módulo de equipos *doppler* por cada túnel de tipo "tiempo en travesía (T.T.)" en las paredes. Cada módulo está localizado entre el cadenamiento 0+091 y el 0+105 (Figura 4); ello permitió que no se tuviera influencia por el efecto local de la entrada. El módulo consiste en cuatro pares (ocho sensores) de medición a diferentes alturas: a 2.5, 5, 6.5 y 8 m (Figura 5). Funciona para un rango de velocidades de ± 20 m/s para canales con un ancho desde 0.75 m hasta 100 m, y temperaturas máximas y mínimas desde -20 °C hasta $+70$ °C, con una variación de la precisión de sólo un 0.5 %.

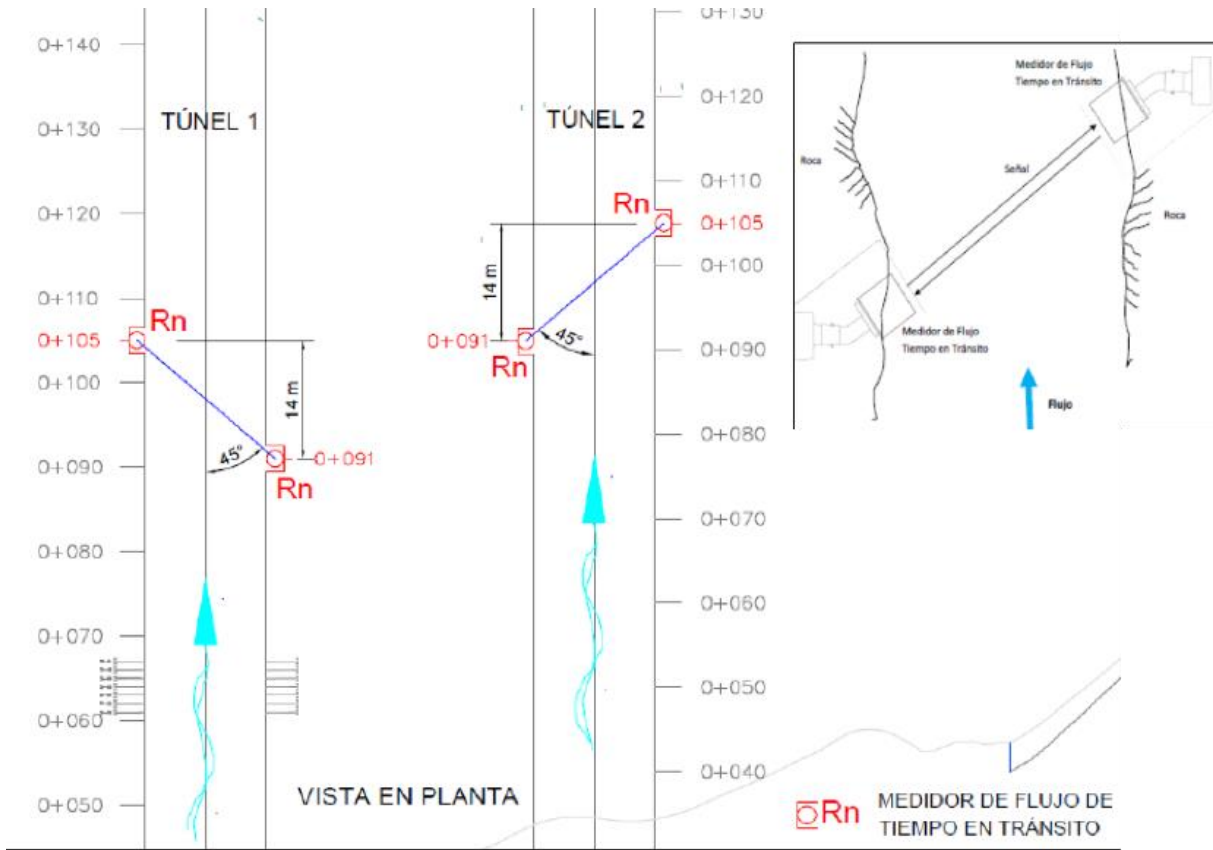


Figura 4. Ubicación de medidores “tiempo en travesía” (en planta).

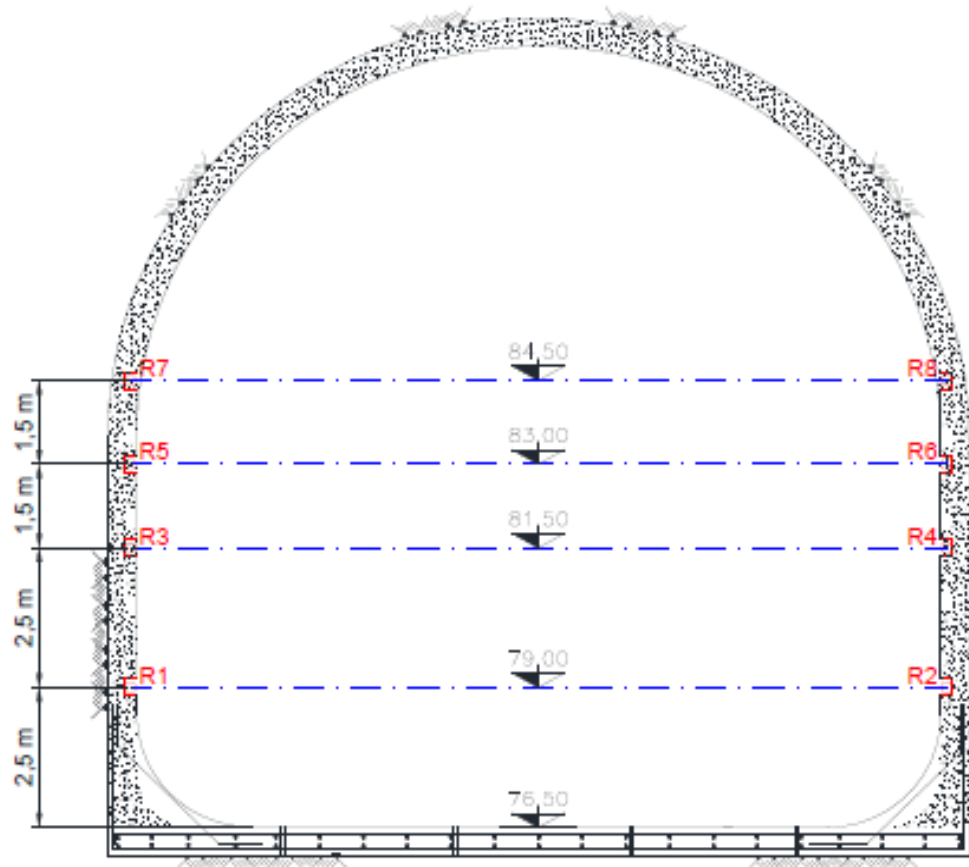


Figura 5. Ubicación de medidores “tiempo en travesía” (en perfil o sección).

El concepto de T.T. se debe a que el equipo envía un haz sonoro a otro instrumento instalado a 45 grados y a la misma elevación en la pared opuesta, midiendo en cada par el tiempo que éste tarda en regresar de aguas abajo hacia aguas arriba, con lo que se calcula la velocidad del fluido. Dado que conducen agua con una cantidad muy pequeña de

partículas en condiciones normales se favorece el funcionamiento de los medidores T.T.

Para la medición de velocidades cercanas a la pared se instalaron cuatro equipos también tipo *doppler*, pero de frecuencia mayor (3 000 kHz), lo que les permite medir velocidades a partir de 0.1 a 5.0 m desde la pared. Cada equipo tiene dos sensores a 25°, que le brinda redundancia a la medición. Se colocaron en tres secciones por túnel: K0+050, K0+655 y K1+115 (Figura 6), así como a diferentes alturas: 2.5, 5, 6.5 y 8 m (Figura 7), para medir un espectro general en la sección. Su configuración quedó programada para medir a partir de 10 cm de la pared y hasta 1.5 m de distancia, pues el objetivo era medir en la zona de influencia de la pared. Este equipo tiene una variación en la precisión de sólo 0.1 %; mide en profundidades de hasta 30 m y sus rangos de velocidad son de ± 6 m/s.

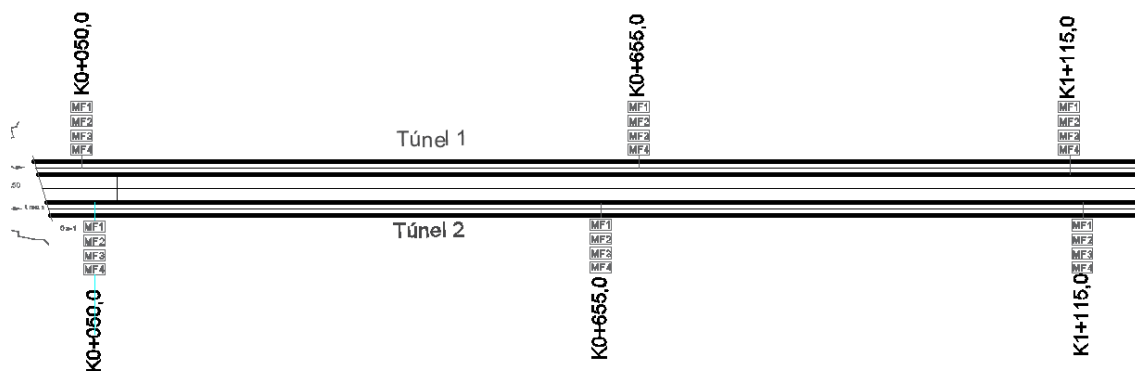


Figura 6. Ubicación de medidores de velocidad *doppler* (en planta).

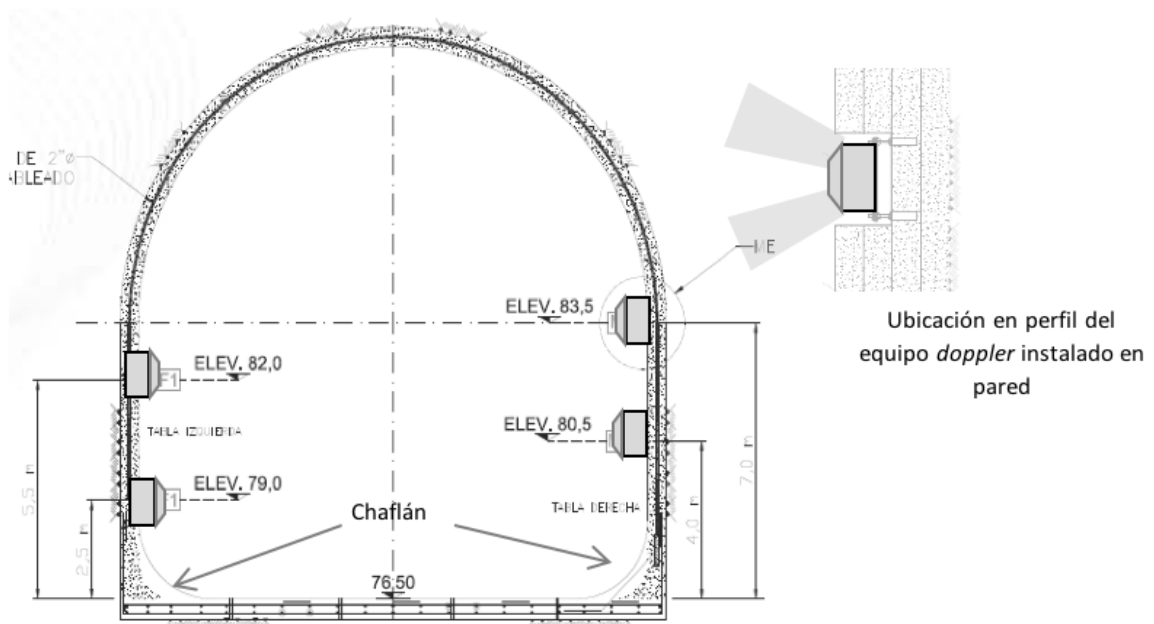


Figura 7. Ubicación de medidores de velocidad *doppler* (en sección).

Campaña de aforo en el portal de entrada

Con el propósito de verificar la certidumbre en las variables hidráulicas se realizó una campaña de aforo en el canal de llamada de los portales de entrada a los túneles (Figura 1), y se comparó con el gasto de los

medidores tipo T.T. instalados dentro del túnel. En el aforo se utilizó un perfilador acústico movable *doppler* (ADCP) con las siguientes características: profundidad de 75 cm a 30 m; variación de la precisión de 0.5 %; velocidades ± 20 m/s; y temperaturas máximas y mínimas de -5 °C a $+45$ °C.

Se obtuvieron aproximaciones de caudal del *doppler* movable ADCP con respecto al medidor T.T. del -3 al 8 %; dicha diferencia es aceptable sumando las tolerancias de ambos equipos. Se concluye que el medidor tipo T.T. instalado dentro de los túneles da una mejor calidad de medición instantánea en cada lectura: su configuración está diseñada para ajustarse con los otros pares de medidores en caso de llegar a faltar alguno; cuenta con un 0.5 % de margen de error absoluto, y sus parámetros hidráulicos obedecen a las teorías y leyes fundamentales de la mecánica de fluidos con aplicación a la distribución de velocidades en un canal con fondo rugoso.

Metodología

Primera parte. Planteamiento teórico para el cálculo de la rugosidad compuesta de Manning, n_c

Una vez verificada la calidad de los datos de medición de gasto y velocidad se procede con el planteamiento teórico para el cálculo de la rugosidad compuesta n_c , partiendo de la ecuación de Bernoulli y la ecuación de Manning (Sotelo, 2002), donde se conocen todas las variables excepto la rugosidad (Figura 8).

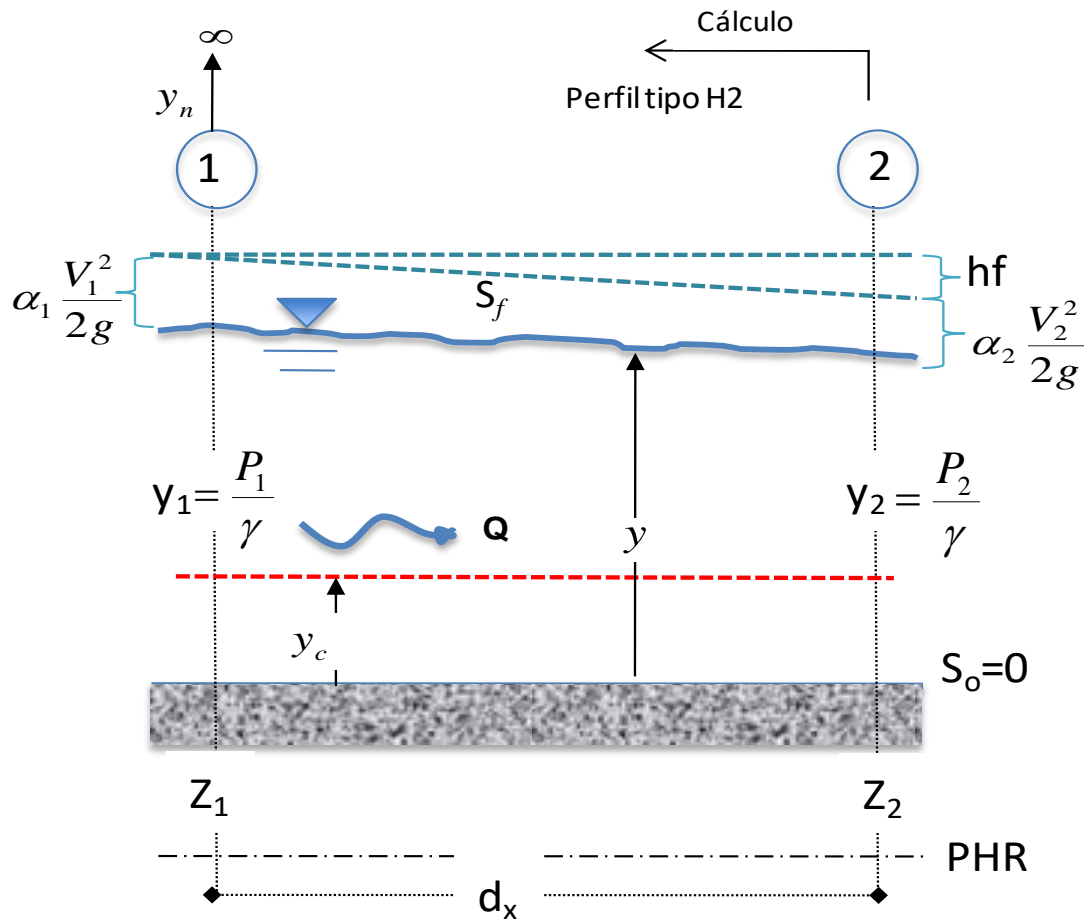


Figura 8. Planteamiento del cálculo hidráulico para estimar la rugosidad.

Si sólo desconocemos las pérdidas por fricción, h_f :

$$h_f = \int_1^2 S_f dx = \int_1^2 \frac{Q^2 n_c^2}{A^2 R_h^{4/3}} dx \approx \frac{\Delta x}{2} n_c^2 Q^2 \left(\frac{1}{A_1^2 R_{h1}^{4/3}} + \frac{1}{A_2^2 R_{h2}^{4/3}} \right) \quad (11)$$

Donde S_f es la pendiente de fricción; A , el área hidráulica; R_h , el radio hidráulico; k_l , el coeficiente de pérdida local en caso de existir; $y_1 - y_2$ es la diferencia de tirantes en una sección, como se observa en la Figura 8, y Q , el gasto, es conocido. Despejando la rugosidad compuesta en la sección n_c de la Ecuación (11) resulta:

$$n_c = \left[\frac{2(y_1 - y_2) + \frac{Q^2}{g} \left(\frac{1}{A_1^2} - \frac{1}{A_2^2} - \frac{k_l}{A_2^2} \right)}{Q^2 \Delta x \left(\frac{1}{A_1^2 R_{h1}^{4/3}} + \frac{1}{A_2^2 R_{h2}^{4/3}} \right)} \right]^{1/2} \quad (12)$$

Donde:

$$\Delta x = (x_2 - x_1) \quad (13)$$

La rugosidad está compuesta por concreto hidráulico en la plantilla y "chaflán", y concreto lanzado en paredes y bóveda (Figura 9).

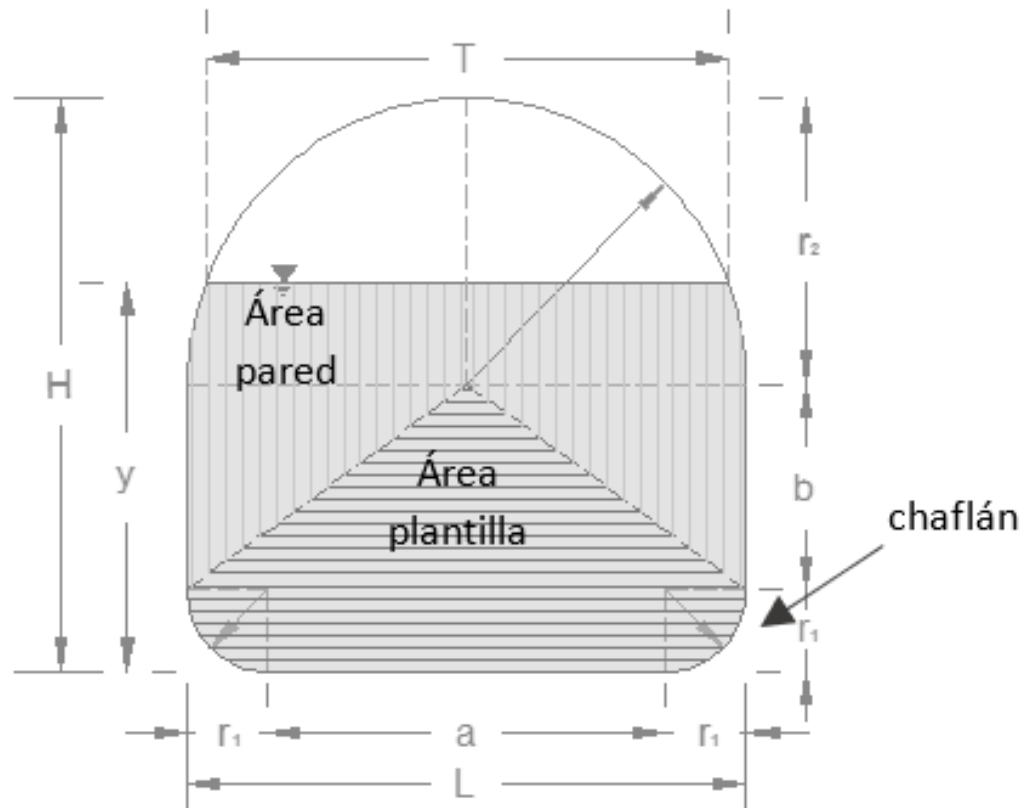


Figura 9. Sección portal con rugosidad compuesta.

Una vez obtenidos los valores de rugosidad n_c por cada tramo se lleva a cabo la discretización de la rugosidad equivalente k_s de Nikuradse para obtener el valor de rugosidad real de pared y plantilla.

Segunda parte. Estimación de la rugosidad equivalente de Nikuradse

Ley logarítmica de velocidades de Prandtl y Von Kármán,

La ley logarítmica desarrollada por Prandtl y Von Kármán establece que el perfil de velocidades cercano a la pared o en la zona de capa límite puede expresarse como sigue (Schlichting, 1979):

$$\frac{\bar{v}}{v_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{y}{k_s} + B \quad (14)$$

Donde \bar{v} representa la velocidad longitudinal promediada en el sentido de Reynolds; v_* , la velocidad del fluido en la zona de influencia de la pared; y , la distancia a la pared; $\kappa = 0.4$, la constante de Von-Kármán; k_s , la rugosidad equivalente de Nikuradse, y $B = 8.5$ para canales de fondo rugoso. Por lo tanto, la Ecuación (4) para canales completamente rugosos queda:

$$\frac{\bar{v}}{v_*} = 2.5 \ln \frac{y}{k_s} + 8.5 \quad (15)$$

Existen tres condiciones para determinar la constante B, que dependen del número de Reynolds, en términos de $v_* k_s / \nu$, donde es igual a cinco para paredes completamente lisas; de 5 a 70 corresponde a la transición de un régimen hidráulicamente liso a uno completamente rugoso; y mayor a 70 para flujo completamente rugoso (Schlichting, 1979) (Figura 10).

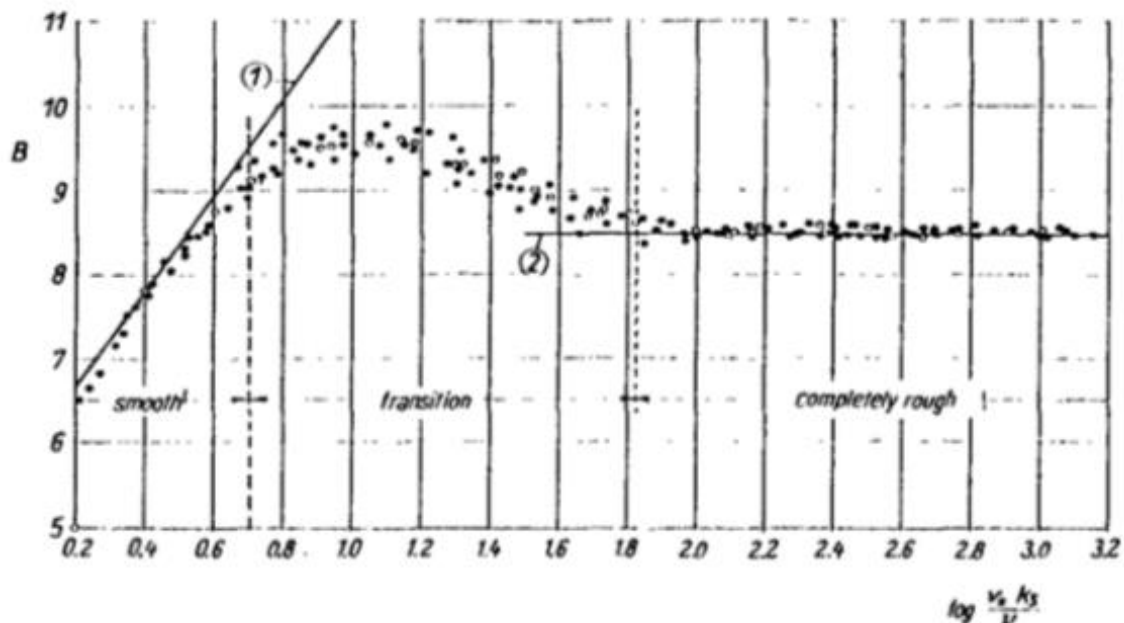


Figura 10. Función B para la rugosidad en términos de $v_* k_s/v$ para rugosidad de arena de Nikuradse (Schlichting, 1979).

Capa límite y el espesor de desplazamiento

La capa límite de un flujo es la zona en la que el movimiento del fluido experimenta de manera dominante el efecto de frenado que provoca la presencia de la pared en vista de la condición de frontera de no deslizamiento; este concepto se debe a Ludwig Prandtl.

También se puede describir como el espesor necesario que debe desplazarse la pared para que el volumen perdido se iguale con el volumen perdido por el efecto viscoso de la pared (Figura 11). El desplazamiento vertical referido se denomina “espesor de desplazamiento” y se define como:

$$\delta^* = \int_0^{\delta} \left(1 - \frac{\bar{v}}{v}\right) dy \quad (16)$$

Donde \bar{v} es la velocidad longitudinal del flujo a una distancia de la superficie y de la pared, medida en forma perpendicular a la pared, y v es la velocidad fuera de la capa límite.

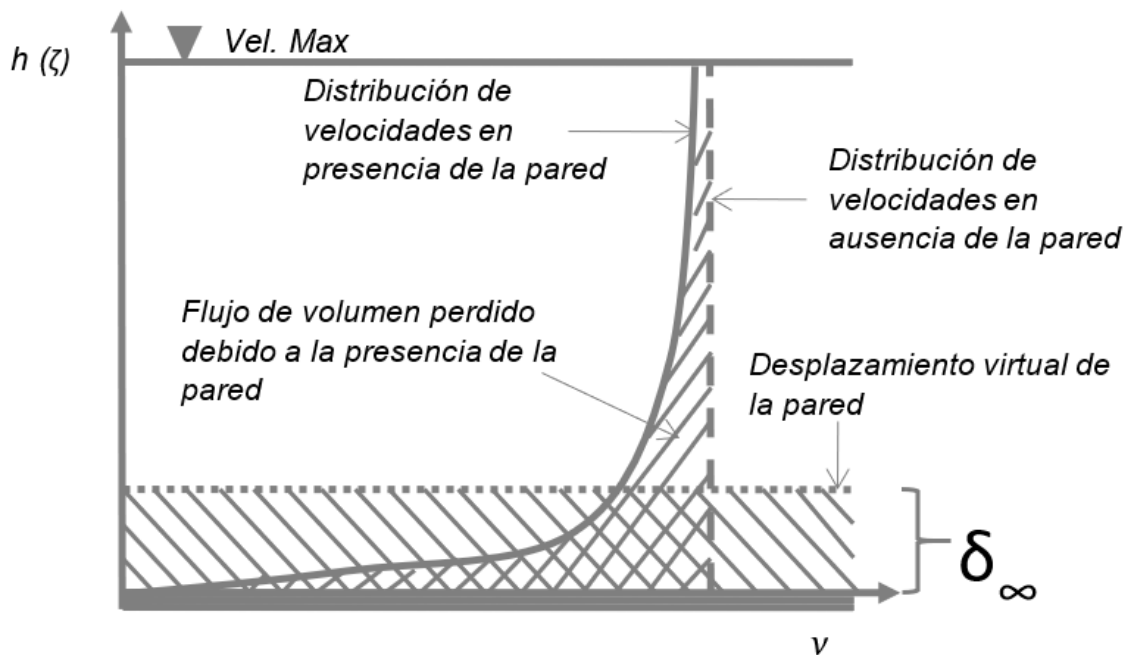


Figura 11. Interpretación del espesor de desplazamiento.

El valor del espesor de desplazamiento δ^* por lo general varía desde un décimo del espesor de la capa límite de acuerdo con la magnitud del número de Reynolds, donde pequeños rangos de viscosidad son grandes números de Reynolds.

Perfil de velocidades en la capa límite

Con base en lo anterior se planteó la metodología experimental basada en los registros de los medidores de velocidad *doppler* para velocidades a partir de 10 cm de distancia de la pared y hasta 2.1 m y con distancias de medición a cada 20 cm.

Primero se verifica si las velocidades registradas se encuentran dentro del espesor de desplazamiento (δ_d) a través de la siguiente ecuación:

$$\delta d = \left\{ 1 - \left[e^{-kB} \frac{ks}{h} + \frac{\ln \frac{h}{ks} + Bk - 1}{\ln \frac{h}{ks} + Bk} \right] \right\} h \quad (17)$$

Donde δd es el espesor de desplazamiento; $\kappa = 0.4$, la constante de Von-Kármán; $B = 8.5$ para canales de fondo rugoso; k_s , la rugosidad equivalente de Nikuradse; y h es el valor medio del tirante en la sección.

Cada velocidad registrada por el sensor *doppler* considera diversas distancias en la longitud del espesor de desplazamiento, eso genera diversos perfiles de velocidad a lo largo de la influencia de la capa límite y el espesor de desplazamiento. Para efectos de análisis se consideran aquellos valores que se desarrollan como curvas de velocidad logarítmica.

Rugosidad equivalente de Nikuradse, k_s

Para obtener la rugosidad equivalente de Nikuradse, a partir de la Ecuación (5) de la ley logarítmica se despeja el parámetro k_s :

$$k_s = e^{\left(kB - \frac{\beta}{v_*}\right)} \quad (18)$$

Donde:

$$\beta = \bar{v}_2 - \left(\frac{\bar{v}_2 - \bar{v}_1}{\eta_2 - \eta_1} \right) \eta_2 \quad (19)$$

$$\eta = \ln \zeta = \ln y \quad (20)$$

Donde β define el promedio de velocidades a partir de la primera lectura de medición, que va de 10 a 30 cm y posteriormente cada 20 cm, es decir, $\bar{v}_2 - \bar{v}_1$ se refiere al valor de velocidad obtenido con el sensor a 30 cm (\bar{v}_2) y a 10 cm (\bar{v}_1). Por otro lado, $\eta = \ln \zeta = \ln y$, donde y es la distancia con respecto a la pared desde el sensor (a 10 y 30 cm).

La velocidad en la región de la pared (v_*) queda definida como:

$$v_* = \alpha = \frac{\bar{v}_2 - \bar{v}_1}{\eta_2 - \eta_1} \quad (21)$$

De esta manera, obtenida la rugosidad equivalente k_s es posible calcular el valor del parámetro f , conocido como la f de Nikuradse.

De acuerdo con Aldama y Ocón (2002), en flujo uniforme en canales $S_f = S$, por lo que se puede encontrar una relación entre las fórmulas de Manning y la de Darcy-Weisbach, y se puede obtener la siguiente

expresión que relaciona el factor de rugosidad (n) con el factor de fricción adimensional (f):

$$n = (f/8g)^{1/2} Rh^{1/6} \quad (22)$$

Asimismo, en un fondo plano constituido por granos de arena, la rugosidad n es proporcional al diámetro de éstos elevados a 1/6 (Aldama, & Ocón, 2002), lo que resulta en la siguiente ecuación:

$$n = k_m g^{-1/2} k_s^{1/6} \quad (23)$$

Donde k_m es una constante adimensional igual a 0.129765776 (Aldama & Ocón, 2002). Asimismo, considerando para canales anchos $R = h$ y despejando f se obtiene:

$$f = 8k_m^2 (k_s/Rh)^{1/3} \quad (24)$$

De acuerdo con Aldama y Ocón (2002), las gráficas para el factor de fricción f correspondiente a conductos circulares trabajando llenos o a la mitad, y a canales anchos producen valores que no exceden más del 5

% de diferencia, por lo que se puede incluir la aplicabilidad de las ecuaciones anteriores.

Para el presente estudio se considera aplicar el procedimiento anterior, utilizando como valores de entrada de la rugosidad compuesta aquellos obtenidos a partir de la Ecuación (12) y para las secciones donde se localizan los medidores *doppler* (K0+050, K0+655 y K1+115). Asimismo, aquellos que se encuentren dentro de los intervalos de rugosidad de concreto hidráulico entre 0.012 y 0.019, y lanzado entre 0.020 y 0.028 recomendados (Marengo & Arreguín, 2008). También se consideran aquellos que se encuentren dentro del espesor de desplazamiento; esto es, se revisa el perfil de velocidades de cada uno de los registros, en donde sólo se eligen aquellos que se ajustan a la distribución logarítmica de velocidades en toda la longitud del espesor de desplazamiento.

Tercera parte. Modelo teórico unidimensional y calibración de resultados con aplicación en 18 ecuaciones empíricas de rugosidad compuesta

Una vez obtenidos los parámetros de rugosidad de pared (Ecuación (22)), y conocida la rugosidad compuesta mediante la ecuación de la Energía (Ecuación (12)) resta aplicar cada una de las 17 ecuaciones empíricas de rugosidad compuesta conocidas (Tabla 3), para obtener el parámetro de rugosidad que mejor se aproxime a las mediciones.

Tabla 3. Ecuaciones empíricas para estimar el coeficiente de resistencia n_c en canales con rugosidad compuesta (Marengo & Arreguín, 2008).

Eqs	n_c	Supuestos	
		Concepto	Ecuación
A	$= \frac{\sum n_i A_i}{A}$	Suma de la componente n pesada por la relación de áreas o la velocidad al esfuerzo cortante total es la suma pesada de la velocidad al esfuerzo cortante de la subárea.	$\sqrt{gRS} = \sum \left(\frac{P_i}{P} \sqrt{gR_i S_i} \right)$ $(V_i/V) = (R_i/R)^{7/6}$
B	$= \sqrt{\sum n_i^2 \frac{A_i}{A}}$	La fuerza de resistencia total es igual a la suma de las fuerzas de resistencia de las subáreas; o, n_i pesada por $\sqrt{A_i}$	$P\gamma RS = \sum P_i \gamma R_i S_i$ $(V_i/V) = (R_i/R)^{2/3}$
C	$= \frac{A}{\sum (A_i/n_i)}$	La descarga total es la suma de las descargas de subáreas	$Q = VA = \sum (V_i A_i) \sum Q_i$ $(S_i/S) = (R/R_i)^{4/3}$
D	$= \left[\frac{\sum (n_i^{3/2} A_i)}{A} \right]^{2/3}$	Igual que la ecuación E de Horton y Einstein, pero erróneamente derivada	

E	$= \left[\frac{1}{P} \sum (n_i^{3/2} P_i) \right]^{2/3}$	Velocidad media de la sección transversal total es igual a la velocidad media de la subárea.	$V = V_i$ $A = \Sigma A_i$ $S = S_i$
F	$= \frac{P}{\Sigma (P_i/n_i)}$	La descarga total es la suma de las descargas de las subáreas.	$Q = \Sigma Q_i$ $(S_i/S) = (R/R_i)^{10/3}$
G	$= \left[\frac{1}{P} \sum (n_i^2 P_i) \right]^{1/2}$	La fuerza de resistencia total, F , es la suma de las fuerzas de resistencia de la subárea, ΣF_i	$P\gamma R S = \sum P_i \gamma R_i S_i$ $(V_i/V) = (R_i/R)^{1/6}$
H	$= \frac{\Sigma (n_i P_i)}{P}$	La velocidad cortante total es la suma de la velocidad cortante de la subárea; o la rugosidad componente que contribuye es proporcionalmente lineal al perímetro mojado.	$\sqrt{gRS} = \sum \left(\frac{P_i}{P} \sqrt{gR_i S_i} \right)$ $(V_i/V) = (R_i/R)^{1/6}$ or $n_c P = \sum (n_i P_i)$
I	$= \left[\frac{R^{1/3}}{P} \sum \frac{n_i^2 P_i}{R_i^{1/3}} \right]^{1/2}$	La fuerza de resistencia total, F , es la suma de fuerzas de resistencia de la subárea, ΣF_i	$P\gamma R S = \sum P_i \gamma R_i S_i$ $(V_i/V) = 1$
J	$= \left[\frac{\Sigma n_i^2 P_i R_i^{2/3}}{P R^{2/3}} \right]^{1/2}$	La fuerza de resistencia total es igual a la suma de las fuerzas de resistencia de la subárea.	$P\gamma R S = \sum P_i \gamma R_i S_i$ $(V_i/V) = (R_i/R)^{1/2}$
K	$= \frac{P R^{7/6}}{\Sigma \frac{P_i}{n_i} R_i^{7/6}}$	La descarga total es la suma de las descargas de la subárea.	$Q = VA = \Sigma (V_i A_i)$ $(S_i/S) = (R/R_i)$
L	$= \frac{P R^{5/3}}{\Sigma \frac{P_i R_i^{5/3}}{n_i}}$	La descarga total es la suma de la descarga de las subáreas.	$Q = VA = \Sigma (V_i A_i)$ $(S_i/S) = 1$ $R = A/P$

M	$= \frac{\sum P_i R_i^{5/3}}{\sum \frac{P_i R_i^{5/3}}{n_i}}$	Igual que la ecuación L, pero con la definición modificada de R.	$Q = VA = \sum (V_i A_i)$ $(S_i/S) = 1$ <p>R de</p> $\frac{PR^{5/3}}{\sum P_i R_i^{5/3}} = \frac{AR^{2/3}}{\sum A_i R_i^{2/3}} = 1$
N	$= \frac{\sum (n_i P_i / R_i^{1/6})}{PR^{1/6}}$	La velocidad al esfuerzo total \sqrt{gRS} es la suma de las velocidades al esfuerzo cortantes de la subárea.	$\sqrt{gRS} = \sum \left(\frac{P_i}{P} \sqrt{gR_i S_i} \right)$ $(V_i/V) = 1$
O	$= \frac{\sum (n_i P_i R_i^{1/2})}{PR^{1/2}}$	La velocidad al esfuerzo cortante total es la suma de la velocidad al esfuerzo cortante de la subárea.	$\sqrt{gRS} = \sum \left(\frac{P_i}{P} \sqrt{gR_i S_i} \right)$ $(V_i/V) = (R_i/R)^{2/3}$
P	$= \frac{\sum (n_i P_i R_i^{1/3})}{PR^{1/3}}$	La velocidad cortante total es la suma de la velocidad cortante de la subárea.	$\sqrt{gRS} = \sum \left(\frac{P_i}{P} \sqrt{gR_i S_i} \right)$ $(V_i/V) = (R_i/R)^{1/2}$
Z	$= \exp \left[\frac{\sum P_i h_i^{3/2} \ln r}{\sum P_i h_i^{3/2}} \right]$	La distribución de la velocidad logarítmica sobre la profundidad h para el canal ancho.	$S = S_i, Q = \sum Q_i$ $\frac{Q_i}{2.5\sqrt{gS}} = h_i^{3/2} P_i \left[\ln \left(\frac{10.93 h_i}{k_i} \right) \right]$ $\frac{Q_i}{2.5\sqrt{gS}} = \sum h_i^{3/2} P_i \left[\ln \left(\frac{10.93 h_i}{k_i} \right) \right]$ $n = 0.0342k$

Esto se logra mediante un modelo teórico unidimensional que toma en cuenta dichas ecuaciones y calibra los registros. El modelo teórico unidimensional tiene como variable el coeficiente de rugosidad del concreto lanzado n_{cl} y está planteado para el caso de un perfil horizontal

tipo H2, es decir, donde la sección de control se encuentra aguas abajo, y la ecuación que lo resuelve es:

$$F(y) = \underbrace{Z_S - Z_{S-1} + Y_S + \frac{Q^2}{A_S^2 2g} (1 + kl) + \frac{Q^2 n^2}{A_S^2 R h_S^{4/3}} \cdot \frac{\Delta x}{2}}_{\text{conocido } (Y_S)} = \underbrace{Y_{S-1} + \frac{Q^2}{A_{S-1}^2 2g} - \frac{Q^2 n^2}{A_{S-1}^2 R h_{S-1}^{4/3}} \cdot \frac{\Delta x}{2}}_{\text{desconocido } (Y_{S-1})} \quad (25)$$

Se considera como un modelo casi permanente, ya que se analiza por gastos y registros puntuales, y se aplican las teorías para un flujo gradualmente variado.

El modelo parte de un valor conocido aguas abajo, que es el tirante medido por la celda. Teniendo el tirante existe una relación única para obtener las variables geométricas, como área, perímetro y radio hidráulico, las cuales previamente quedaron definidas mediante su fórmula correspondiente. Como variables se introducen el gasto, y la rugosidad de pared y plantilla obtenidas de las mediciones directas de los medidores *doppler* para cada caso. Este esquema se aplica a las 17 ecuaciones empíricas conocidas para estimar la rugosidad compuesta (Tabla 3). Lo anterior permite construir un perfil hidráulico que será ajustado con el perfil obtenido con los valores medidos de tirante mediante las celdas.

Para seleccionar la mejor ecuación de ajuste se utiliza el concepto del mínimo error cuadrado (MEC), donde se comparan las rugosidades compuestas obtenidas en las secciones de medición de los equipos *doppler* a partir de la ecuación de Bernoulli y Manning (Ecuación (12)) con respecto a las rugosidades compuestas obtenidas con las 17 ecuaciones empíricas. En ambas se integraron las rugosidades puntuales de pared y de plantilla obtenidas con los equipos *doppler* (ecuaciones (18) a (24)). Con lo anterior, el MEC obtenido permitirá definir la ecuación de mejor ajuste entre las 17 conocidas o definir una nueva ecuación de ajuste.

Resultados

Medición de variables hidráulicas

Se programó la medición de niveles hidráulicos con las celdas de presión cada hora y se obtuvieron valores de 8.72 a 10.66 m de tirante.

Las velocidades que se midieron con los equipos *doppler* a partir de 10 cm de la pared obtuvieron rangos de velocidad de 0.35 a 2.5 m/s. Sin embargo, dado que se tuvieron problemas de comunicación constante con los equipos de velocidad en el túnel 2, sólo se consideró para el estudio de la rugosidad la información del túnel 1.

Los gastos por los equipos *doppler* "tiempo en travesía" para ambos túneles (QT1+QT2) en suma registraron desde 117 hasta 575 m³/s entre octubre de 2011 y febrero de 2012.

Rugosidad compuesta a partir de las ecuaciones de Bernoulli y de Manning, Ecuación (1) y Ecuación (2)

Los valores de rugosidad obtenidos para cada tramo de análisis se muestran en la Figura 12 y sólo se consideraron aquellos que se encontraban en los intervalos recomendados: concreto hidráulico entre 0.012 y 0.019, y lanzado entre 0.020 y 0.028 recomendados (Marengo & Arreguín, 2008).

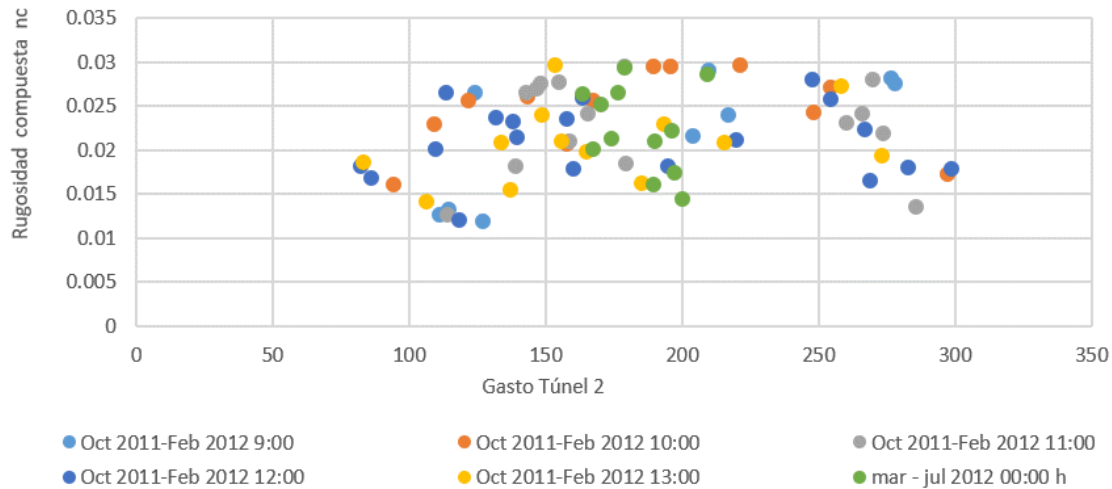


Figura 12. Valores de rugosidad compuesta obtenidos de la Ecuación (2) y dentro del intervalo recomendado (Marengo & Arreguín, 2008).

Rugosidad equivalente de Nikuradse (k_s), Ecuación (8), y espesor de desplazamiento (δd), Ecuación (7)

Se modelaron las velocidades obtenidas de equipos *doppler* en las secciones K0+050 y K1+115. En el equipo localizado en el K0+655 no se pudo extraer información. Las mediciones estaban programadas cada hora desde octubre de 2011 hasta octubre de 2012. Cada sección contaba con cuatro equipos *doppler* (Figura 6 y Figura 7) y se programaron con

los demás equipos de medición: los equipos modulares para gasto y las celdas para la medición del tirante hidráulico.

Algunas complicaciones encontradas fueron que no siempre se tenía una medición constante de todos los equipos para todos los intervalos de tiempo. Asimismo, en la época de lluvias se tenían daños constantes en la transmisión por las sobrecargas que se presentaban en la caseta de instrumentación, donde se tenían los sistemas "SCADA", lo que llevó a hacer reparaciones continuas durante todo ese tiempo. Debido a que se perdió el seguimiento del mantenimiento de los equipos, ya no se pudo continuar con el análisis de los datos en los túneles para condiciones de gasto mayores.

Se obtuvieron más de 200 perfiles de velocidad para cada intervalo de medición desde 1 hasta 24 h en un año de medición.

Se seleccionaron aquellos registros que pertenecían a un perfil logarítmico, que sumaron más de 300 perfiles para caudales entre 117 y 575 m³/s, como los que se muestran en la Figura 13, Figura 14 y Figura 15.

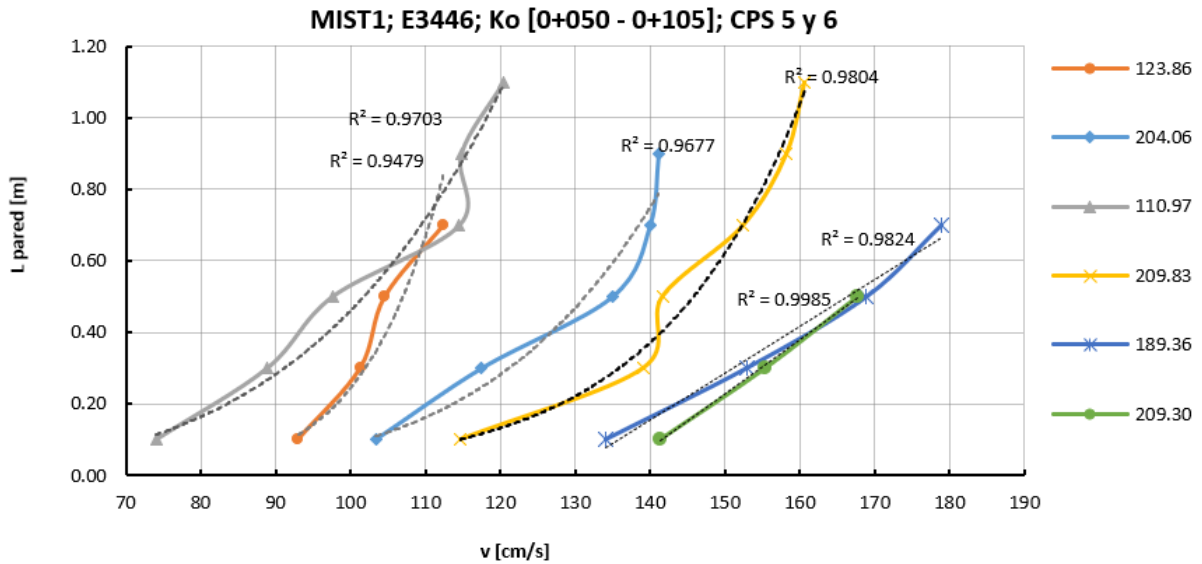


Figura 13. Perfiles de velocidad registrados por el equipo *doppler* para diferentes valores de gasto del medidor ubicado en la margen izquierda superior del túnel 1 (MIST1 K0+050).

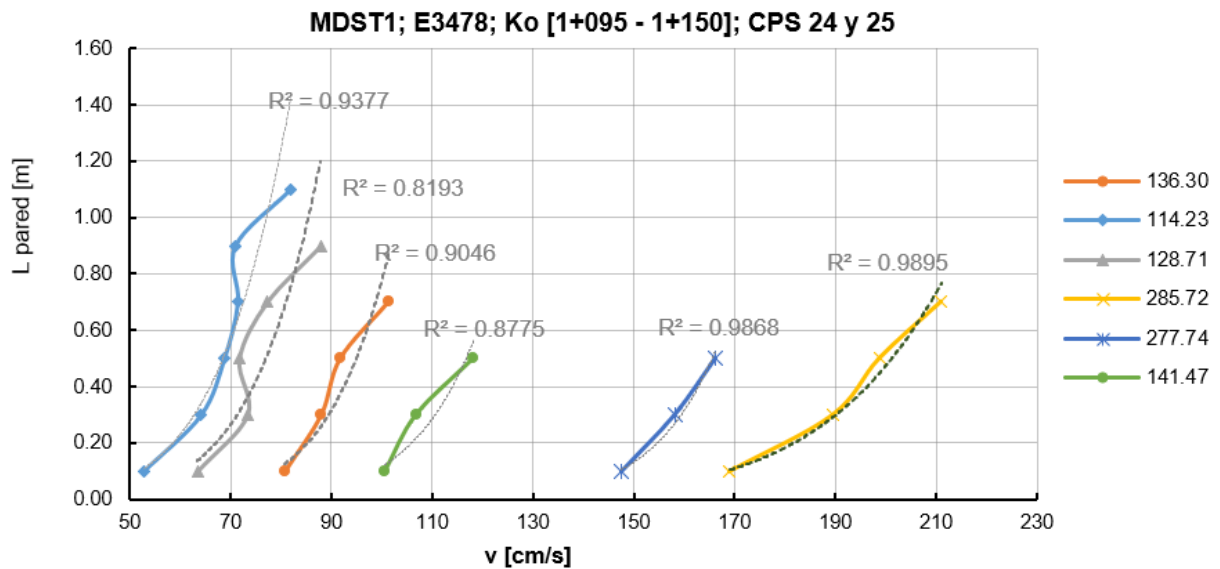


Figura 14. Perfiles de velocidad registrados por el equipo *doppler* para diferentes valores de gasto del medidor ubicado en la margen derecha superior del túnel 1 (MDST1 K1+095).

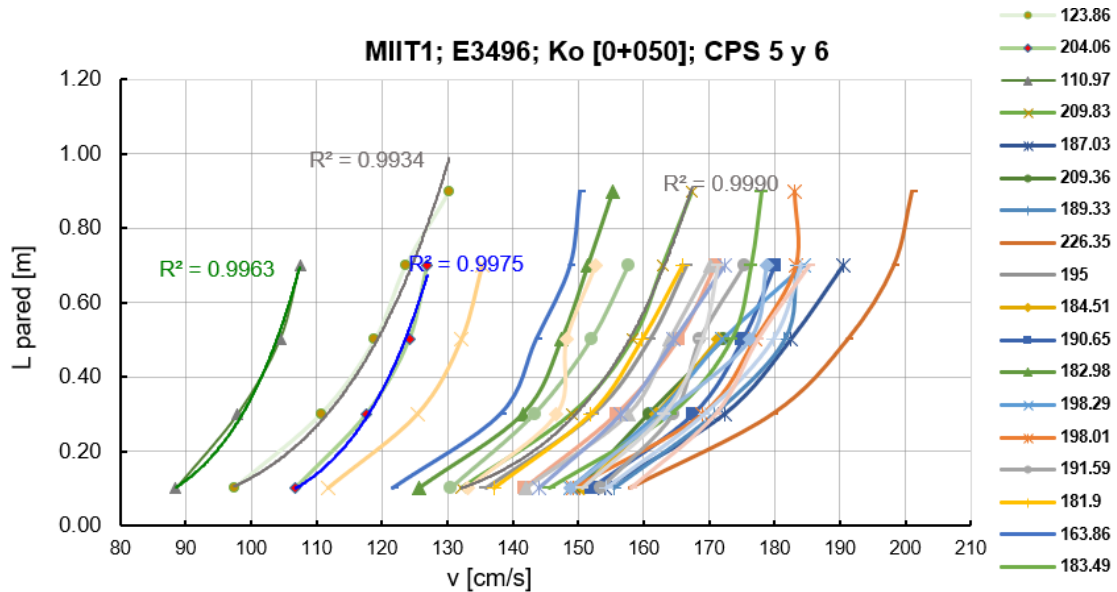


Figura 15. Perfiles de velocidad registrados por el equipo *doppler* para diferentes valores de gasto del medidor ubicado en la margen izquierda inferior del túnel 1 (MIIT1).

Se hicieron estimaciones para diferentes tirantes y se observó que el espesor de desplazamiento (δd) era del orden del 10 % del valor del tirante medido (Figura 16).

	C	H	I	J	K	L	M	N	O	P	AG	AH	AI	AJ	AK	AL	AM	AN	AO	AP	AQ	B	
1	INFORMACIÓN PROVENIENTE DE ARGONAUTS EN TÚNEL 1 Y DE CELDA.																						
2																							
3																							
4	*revisados con la Ley Logarítmica																						
5																							
6	Ubicación																						
7	No. 1 2 3 4 y nc																						
8	Serie MII T1 MIS T1 MDI T1 MDS T1 O+050 O+105 E3496 E3446 E3449 E3488 CPS-5 CPS-6																						
9	Multi-Cell Data, Speed (cm/s)																						
10	Archivo	Celda	Q	I																			
11		Fecha/hr	m³/s	h=2.5	h=5.5	h=4.0	h=7.0	m	m	Tramo (h=0.50 v)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	δd		
12	MI009.ARG		136.30	-	-	-	-	-	-	-	58.25	67.25	78.42	94.31	100.63	107.40	114.32	117.06	118.45	129.82	0.807		
13	MIS006.ARG	05/10/2011 09:06	136.30	-	-	-	-	-	-	-	78.03	96.73	97.52	103.49	113.10	121.54	116.22	126.92	131.75	130.22	1.030		
14	MDI006.ARG		136.30	-	-	-	-	-	-	-	93.67	104.38	110.76	118.76	131.63	130.19	128.13	132.75	130.32	129.04	0.665		
15	MDS006.ARG		136.30	-	-	-	-	-	-	-	80.71	87.91	91.71	101.34	107.50	107.47	113.95	122.93	125.68	122.58	0.559		
16	MDS006.ARG	13/10/2011 09:00	114.23	-	-	-	-	-	-	-	52.71	64.10	68.72	71.40	70.90	81.85	94.24	90.47	102.28	98.95	0.971		
17	MDS006.ARG	18/10/2011 09:00	128.71	-	-	-	-	-	-	-	63.45	73.31	71.70	77.20	87.81	92.52	98.13	102.99	100.23	107.20	0.879		
18	MDS007.ARG	27/10/2011 09:00	285.72	-	-	-	-	-	-	-	169.05	189.54	198.79	211.02	219.90	229.86	244.03	249.09	253.98	256.26	0.688		
19	MDS007.ARG	31/10/2011 09:09	277.74	-	-	-	-	-	-	-	147.41	158.10	166.31	175.33	192.01	186.49	205.79	212.31	213.15	225.35	0.492		
20	NOVIEMBRE 09:00 (2011)																						
21	MDS007.ARG	02/11/2011 09:15	141.47	-	-	-	-	-	-	-	100.63	106.80	118.22	123.21	123.53	133.18	130.7	134.25	135.3	140.07	0.417		
22	DICIEMBRE 09:00 (2011)																						
23	1MII0002.ARG		123.86	OK	-	-	-	9.557	9.552	0.02657	97.46	110.69	118.91	123.62	130.29	132.58	131.01	131.31	129.7	128.47	0.755		
24	1MIS0003.ARG		123.86	-	OK	-	-	9.557	9.552	0.02657	93.04	101.32	104.58	112.37	123.65	131.2	120.84	126.23	125.22	122.05	0.565		
25	1MDI0002.ARG	15/12/2011 09:00	123.86	-	-	OK	-	9.557	9.552	0.02657	73.51	79.00	82.14	84.71	84.02	83.53	83.1	87.7	83.1	89.51	0.496		
26	1MDS0003.ARG		123.86	-	-	-	OK	9.557	9.552	0.02657	65.09	70.19	82.93	87.06	86.3	82.9	85.24	84.05	91.22	83.74	0.514		
27	1MII0006.ARG		204.06	OK	-	-	-	9.209	9.198	0.02159	106.78	117.68	124.19	126.93	131.94	132.94	133.08	130.49	130.75	126.54	0.602		
28	1MIS0003.ARG		204.06	-	OK	-	-	9.209	9.198	0.02159	103.34	117.52	134.96	139.96	141.09	141.89	145.23	152.72	154.61	150.01	0.735		
29	1MDI0004.ARG	20/12/2011 09:00	204.06	-	-	OK	-	9.209	9.198	0.02159	80.42	91.39	97.43	97.65	102.52	98.3	95.9	88.93	93.8	101.2	0.732		
30	1MDS0005.ARG		204.06	-	-	-	OK	9.209	9.198	0.02159	79.88	97.71	111.75	107.25	111.3	112.5	120.31	119.37	116.88	118.45	0.974		
31	1MII0006.ARG		110.97	OK	-	-	-	9.211	9.210	0.01267	88.48	97.95	104.42	107.45	110	106.81	108.87	111.5	110.34	106.59	0.623		
32	1MIS0003.ARG		110.97	-	OK	-	-	9.211	9.210	0.01267	74.10	88.90	97.61	114.54	114.77	120.39	119.36	114.51	114.89	120.66	0.918		
33	1MDI0004.ARG	23/12/2011 09:00	110.97	-	-	OK	-	9.211	9.210	0.01267	73.72	85.00	75.34	75.62	71	69.9	72.36	71.3	65.4	67.53	0.787		
34	1MDS0005.ARG		110.97	-	-	-	OK	9.211	9.210	0.01267	61.63	74.16	80.99	82.8	83.6	81.7	82.8	84.71	80.56	84.92	0.927		
35	ENERO 09:00 (2012)																						
36																							
37	FEBRERO 09:00 (2012)																						
38	1MII0001.ARG		209.83	OK	-	-	-	9.756	9.773	0.02917	132.21	148.96	158.29	162.9	167.37	165.27	169.15	166.72	165.62	163.86	0.737		
39	1MIS0001.ARG		209.83	-	OK	-	-	9.756	9.773	0.02917	114.68	139.11	141.66	152.46	158.24	160.64	164.49	166.18	164.41	167.47	1.002		
40	1MDI0001.ARG	18/02/2012 09:00	209.83	-	-	OK	-	9.756	9.773	0.02917	116.93	122.85	129.06	124.01	131.85	126.2	128.1	124.3	128.12	126.98	0.372		
41	1MDS0001.ARG		209.83	-	-	-	OK	9.756	9.773	0.02917	113.51	125.20	132.46	138.03	137.1	146.31	142.42	142.45	143.02	147.13	0.640		

Figura 16. Revisión del espesor de desplazamiento δd .

Aplicando la Ecuación (22) y la metodología descrita en el subcapítulo de "Rugosidad equivalente de Nikuradse k_s " se obtuvieron valores de rugosidad de pared n_{pared} (Tabla 4, Figura 17, Figura 18, Figura 19, Figura 20), para los equipos *doppler* instalados localizados en los cadenamamientos K0+050 y K1+115 del túnel 1 y localizados a diferentes alturas: MII T1 es margen izquierda inferior del túnel 1 ($h = 2.5$ m); MIS

T1 es margen izquierda superior del túnel 1 ($h = 5.5$ m); MDI T1 es margen derecha inferior del túnel 1 ($h = 4$ m); MDS T1 es margen derecha superior del túnel 1 ($h = 7$ m).

Tabla 4. Valores de rugosidad de pared (n_{pared}) en concreto lanzado para los *doppler* en el K0+050 y el K1+115.

Sección 0+050		n_{pared}	h (m)	Sección 1+115		n_{pared}	h (m)
MII T1	E3496	0.0121	2.5	MII T1	E3465	0.0278	2.5
MIS T1	E3446	0.0154	5.5	MIS T1	E3497	0.0174	5.5
MDI T1	E3449	0.0104	4	MDI T1	E3479	0.0139	4
MDS T1	E3488	0.0193	7	MDS T1	E3478	0.0134	7

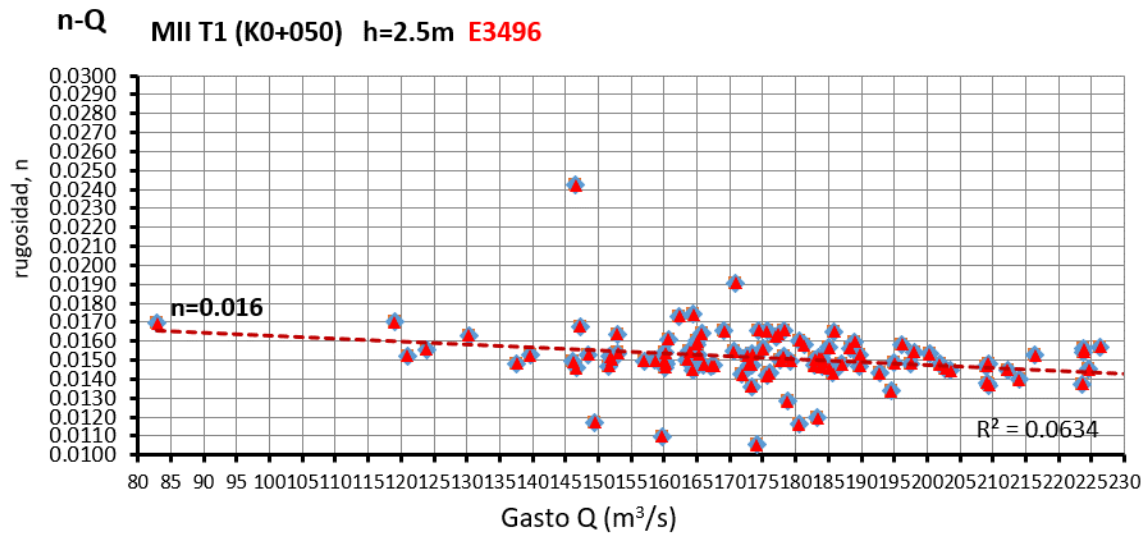


Figura 17. Rugosidad con respecto al gasto del *doppler* a 2.5 m (MII T1 en el K0+050); rugosidad representativa $n = 0.016$.

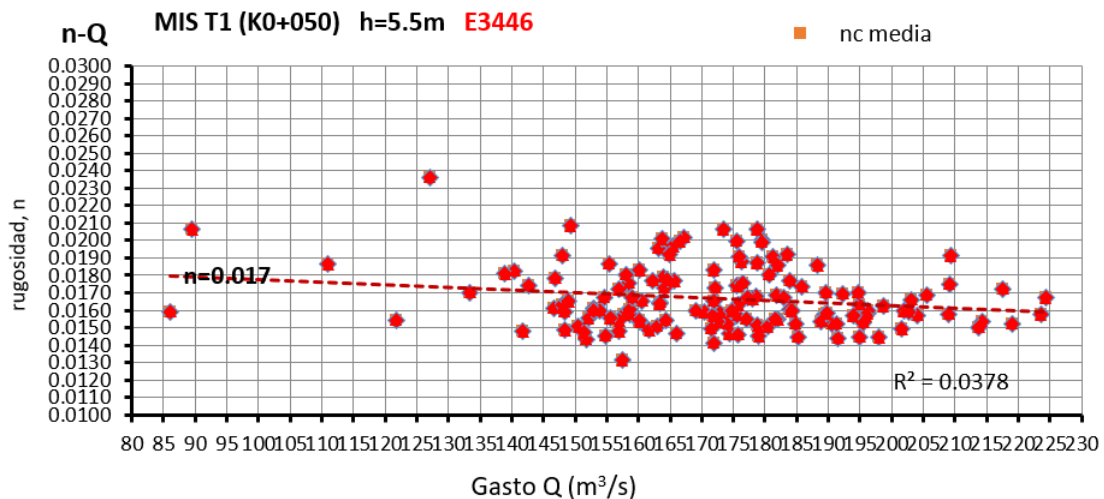


Figura 18. Rugosidad con respecto al gasto del *doppler* ubicado a 5.5 m (MIS T1 en el K0+050); rugosidad representativa $n = 0.017$.

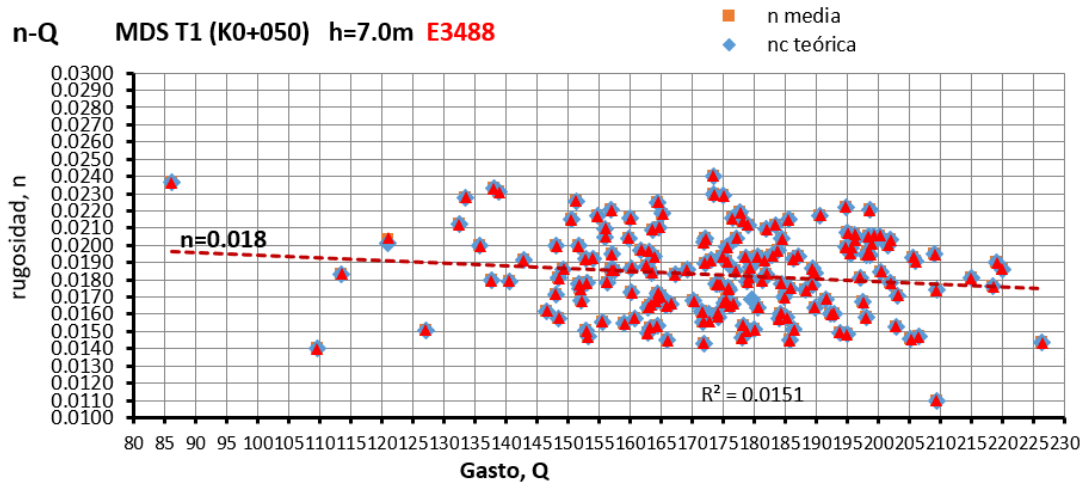


Figura 19. Rugosidad con respecto al gasto del *doppler* a 7 m (MDS T1 en el K0+050); rugosidad representativa $n = 0.018$.

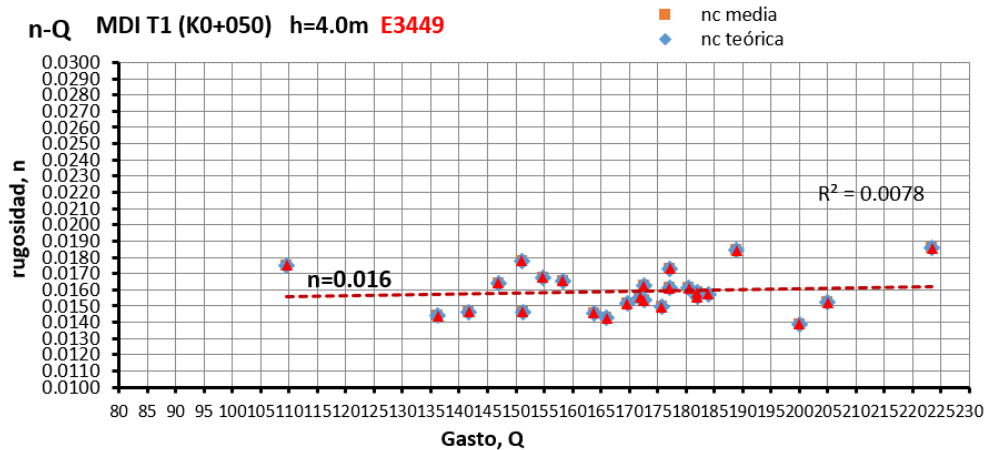


Figura 20. Rugosidad con respecto al gasto del *doppler* a 4 m (MDI T1 en el K0+050); rugosidad representativa $n = 0.016$.

Respecto al tirante, se observa que la rugosidad no cambia de forma significativa, como lo es con los gastos, aun cuando se incremente en 30 cm. La rugosidad representativa está en el rango de $n = 0.019$ (Figura 21, Figura 22 y Figura 23).

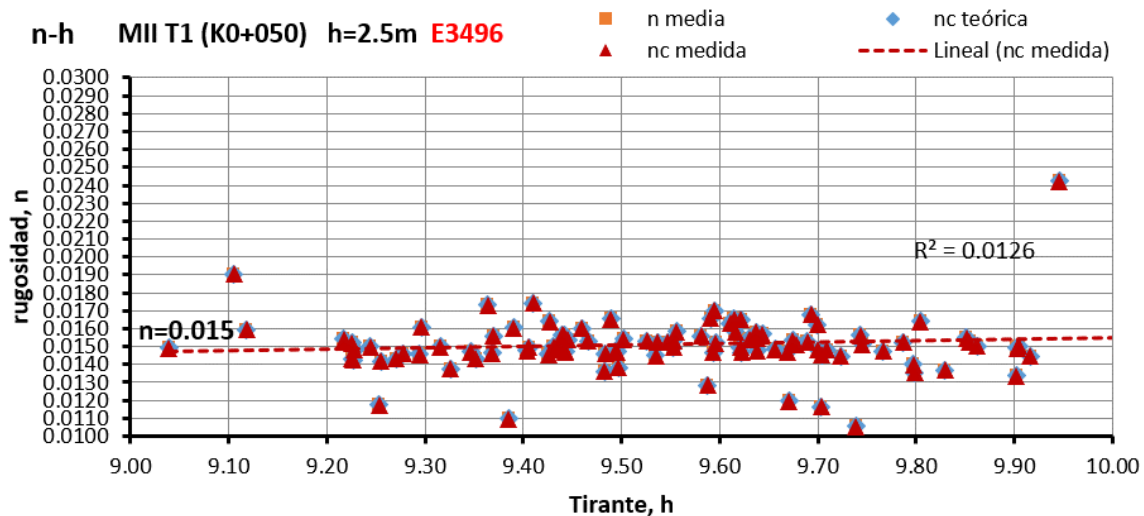


Figura 21. Rugosidad con respecto al tirante obtenida del *doppler* a 2.5 m (MII T1 en el K0+050); rugosidad representativa $n = 0.015$.

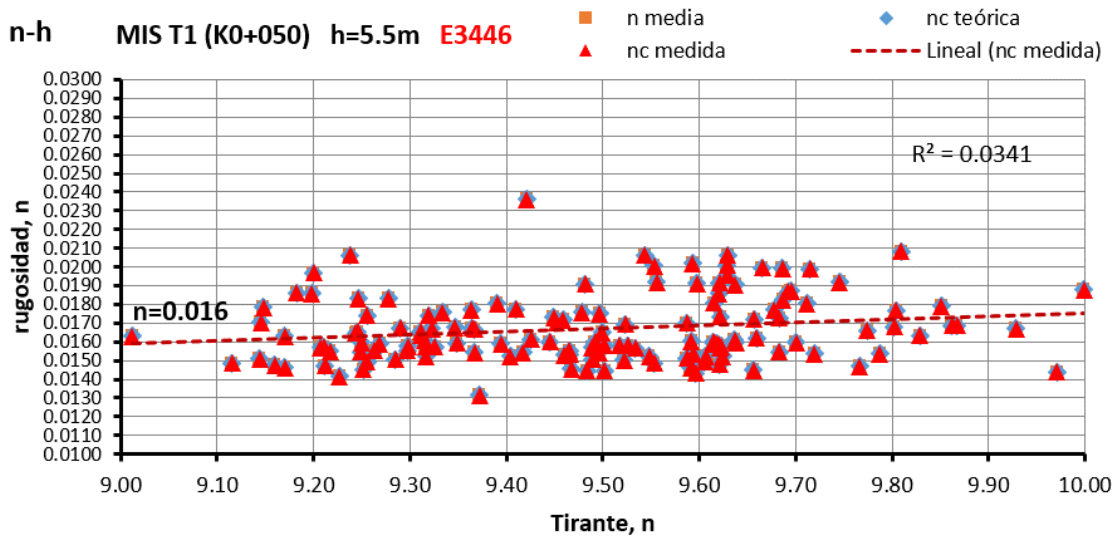


Figura 22. Rugosidad con respecto al tirante obtenida del *doppler* a 5.5 m (MIS T1 en el K0+050); rugosidad representativa $n = 0.016$.

S EN TÚNEL 1 Y DE CELDAS DE MARZO DE 2012 A OCTUBF										Estimación del Parámetro k_s , a partir de la aplicación directa de:																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Ubicación										"Ley Logarítmica de Distribución de velocidades"																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
No.	1	2	3	4	y	nc	$k_s = e^{\left(\frac{k_B - \beta}{v_*} \right)}$ $\beta = v_* \left(\frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\eta_2 - \eta_1} \right) \eta_2 \quad k_{1,sh,d} = g^3 \left(\frac{\eta_{sh,d}}{K_m} \right)^6$																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																								
Metodología de cálculo de la Rugosidad puntual mediante Argonauts																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
Celda										$v_* = \alpha \left(\frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\eta_2 - \eta_1} \right) \quad f = 8 k_m^2 (k_s / Rh)^{1/3}$																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Fecha/h	m ³ /s	h=2.5	h=5.5	h=4.0	h=7.0	m	m	Tramo	<table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="2">Velocidad (m/s)</th> <th colspan="2">Long. con rasgado a la</th> <th colspan="2">$\eta = \ln(\frac{v_*}{v})$</th> <th colspan="2">ctes.</th> <th colspan="2">β</th> <th colspan="2">v.</th> <th colspan="2">ks</th> <th colspan="2">f</th> <th colspan="2">η_{pa}</th> <th colspan="2">COEF. CORR</th> <th colspan="2">R2</th> </tr> <tr> <th>σ_1</th> <th>σ_2</th> <th>ζ_1</th> <th>ζ_2</th> <th>η_1</th> <th>η_2</th> <th>k</th> <th>B</th> <th>km</th> <th>β</th> <th>v.</th> <th>ks</th> <th>f</th> <th>η_{pa}</th> <th>COEF. CORR</th> <th>R2</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>05/10/2011 09:06</td><td>136.30</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>0.58</td><td>0.67</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>0.77</td><td>0.082</td><td>0.0024</td><td>0.0113</td><td>0.015</td><td>0.9915</td><td>0.9832</td></tr> <tr><td></td><td>136.30</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>0.78</td><td>0.97</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>1.17</td><td>0.17</td><td>0.0306</td><td>0.0262</td><td>0.023</td><td>0.9476</td><td>0.8980</td></tr> <tr><td></td><td>136.30</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>0.94</td><td>1.04</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>1.16</td><td>0.097</td><td>0.0002</td><td>0.0049</td><td>0.010</td><td>0.9546</td><td>0.9893</td></tr> <tr><td></td><td>136.30</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>0.81</td><td>0.88</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>0.96</td><td>0.066</td><td>0.0000</td><td>0.0020</td><td>0.006</td><td>0.9844</td><td>0.9691</td></tr> <tr><td>13/10/2011 09:00</td><td>144.23</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>0.53</td><td>0.64</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>0.77</td><td>0.104</td><td>0.0186</td><td>0.0222</td><td>0.021</td><td>0.8919</td><td>0.7954</td></tr> <tr><td>18/10/2011 09:00</td><td>128.71</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>0.63</td><td>0.73</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>0.84</td><td>0.09</td><td>0.0025</td><td>0.0114</td><td>0.015</td><td>0.8838</td><td>0.7811</td></tr> <tr><td>27/10/2011 09:00</td><td>285.72</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>1.69</td><td>1.9</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>2.12</td><td>0.187</td><td>0.0003</td><td>0.0059</td><td>0.011</td><td>0.9770</td><td>0.9546</td></tr> <tr><td>31/10/2011 09:09</td><td>277.74</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>1.47</td><td>1.58</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>1.7</td><td>0.097</td><td>0.0000</td><td>0.0008</td><td>0.004</td><td>1.0000</td><td>1.0000</td></tr> <tr><td>02/11/2011 09:15</td><td>341.47</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>1.01</td><td>1.07</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>1.14</td><td>0.056</td><td>0.0000</td><td>0.0003</td><td>0.003</td><td>1.0000</td><td>1.0000</td></tr> <tr><td>15/12/2011 09:00</td><td>123.86</td><td>OK</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>9.557</td><td>9.552</td><td>0.02857</td><td>0.97</td><td>1.11</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>1.25</td><td>0.12</td><td>0.0009</td><td>0.0081</td><td>0.013</td><td>0.9766</td><td>0.9537</td></tr> <tr><td></td><td>123.86</td><td>-</td><td>OK</td><td>-</td><td>-</td><td>9.557</td><td>9.552</td><td>0.02857</td><td>0.93</td><td>1.01</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>1.1</td><td>0.075</td><td>0.0000</td><td>0.0020</td><td>0.006</td><td>0.9699</td><td>0.9407</td></tr> <tr><td></td><td>123.86</td><td>-</td><td>-</td><td>OK</td><td>-</td><td>9.557</td><td>9.552</td><td>0.02857</td><td>0.74</td><td>0.79</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>0.85</td><td>0.05</td><td>0.0000</td><td>0.0009</td><td>0.004</td><td>0.9879</td><td>0.9759</td></tr> <tr><td></td><td>123.86</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>OK</td><td>9.557</td><td>9.552</td><td>0.02857</td><td>0.65</td><td>0.7</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>0.76</td><td>0.046</td><td>0.0000</td><td>0.0011</td><td>0.005</td><td>0.9708</td><td>0.9424</td></tr> <tr><td>20/12/2011 09:00</td><td>204.06</td><td>OK</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>9.209</td><td>9.198</td><td>0.02159</td><td>1.07</td><td>1.18</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>1.3</td><td>0.099</td><td>0.0001</td><td>0.0034</td><td>0.008</td><td>0.9896</td><td>0.9792</td></tr> <tr><td></td><td>204.06</td><td>-</td><td>OK</td><td>-</td><td>-</td><td>9.209</td><td>9.198</td><td>0.02159</td><td>1.03</td><td>1.18</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>1.33</td><td>0.129</td><td>0.0010</td><td>0.0084</td><td>0.013</td><td>0.9800</td><td>0.9604</td></tr> <tr><td></td><td>204.06</td><td>-</td><td>-</td><td>OK</td><td>-</td><td>9.209</td><td>9.198</td><td>0.02159</td><td>0.8</td><td>0.91</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>1.03</td><td>0.1</td><td>0.0010</td><td>0.0083</td><td>0.013</td><td>0.9231</td><td>0.8521</td></tr> <tr><td></td><td>204.06</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>OK</td><td>9.209</td><td>9.198</td><td>0.02159</td><td>0.8</td><td>0.98</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>1.17</td><td>0.162</td><td>0.0218</td><td>0.0235</td><td>0.022</td><td>0.8554</td><td>0.7318</td></tr> <tr><td>23/12/2011 09:00</td><td>110.97</td><td>OK</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>9.211</td><td>9.210</td><td>0.01267</td><td>0.88</td><td>0.98</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>1.08</td><td>0.086</td><td>0.0001</td><td>0.0040</td><td>0.009</td><td>0.9941</td><td>0.9883</td></tr> <tr><td></td><td>110.97</td><td>-</td><td>OK</td><td>-</td><td>-</td><td>9.211</td><td>9.210</td><td>0.01267</td><td>0.74</td><td>0.89</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>1.05</td><td>0.135</td><td>0.0122</td><td>0.0194</td><td>0.020</td><td>0.9730</td><td>0.9466</td></tr> <tr><td></td><td>110.97</td><td>-</td><td>-</td><td>OK</td><td>-</td><td>9.211</td><td>9.210</td><td>0.01267</td><td>0.74</td><td>0.85</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>0.97</td><td>0.103</td><td>0.0023</td><td>0.0111</td><td>0.015</td><td>0.9698</td><td>0.9100</td></tr> <tr><td></td><td>110.97</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>OK</td><td>9.211</td><td>9.210</td><td>0.01267</td><td>0.62</td><td>0.74</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>0.88</td><td>0.114</td><td>0.0135</td><td>0.0200</td><td>0.020</td><td>0.9061</td><td>0.8210</td></tr> <tr><td>18/02/2012 09:00</td><td>209.83</td><td>OK</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>9.756</td><td>9.773</td><td>0.02917</td><td>1.32</td><td>1.49</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>1.67</td><td>0.152</td><td>0.0005</td><td>0.0067</td><td>0.012</td><td>0.9657</td><td>0.9325</td></tr> <tr><td></td><td>209.83</td><td>-</td><td>OK</td><td>-</td><td>-</td><td>9.756</td><td>9.773</td><td>0.02917</td><td>1.15</td><td>1.39</td><td>0.1</td><td>0.3</td><td>-2.3</td><td>-1.2</td><td>0.4</td><td>8.5</td><td>0.13</td><td>1.66</td><td>0.222</td><td>0.0173</td><td>0.0216</td><td>0.021</td><td>0.9472</td><td>0.8972</td></tr> </tbody> </table>																		Velocidad (m/s)		Long. con rasgado a la		$\eta = \ln(\frac{v_*}{v})$		ctes.		β		v.		ks		f		η_{pa}		COEF. CORR		R2		σ_1	σ_2	ζ_1	ζ_2	η_1	η_2	k	B	km	β	v.	ks	f	η_{pa}	COEF. CORR	R2	05/10/2011 09:06	136.30	-	-	-	-	-	-	-	0.58	0.67	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	0.77	0.082	0.0024	0.0113	0.015	0.9915	0.9832		136.30	-	-	-	-	-	-	-	0.78	0.97	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.17	0.17	0.0306	0.0262	0.023	0.9476	0.8980		136.30	-	-	-	-	-	-	-	0.94	1.04	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.16	0.097	0.0002	0.0049	0.010	0.9546	0.9893		136.30	-	-	-	-	-	-	-	0.81	0.88	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	0.96	0.066	0.0000	0.0020	0.006	0.9844	0.9691	13/10/2011 09:00	144.23	-	-	-	-	-	-	-	0.53	0.64	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	0.77	0.104	0.0186	0.0222	0.021	0.8919	0.7954	18/10/2011 09:00	128.71	-	-	-	-	-	-	-	0.63	0.73	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	0.84	0.09	0.0025	0.0114	0.015	0.8838	0.7811	27/10/2011 09:00	285.72	-	-	-	-	-	-	-	1.69	1.9	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	2.12	0.187	0.0003	0.0059	0.011	0.9770	0.9546	31/10/2011 09:09	277.74	-	-	-	-	-	-	-	1.47	1.58	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.7	0.097	0.0000	0.0008	0.004	1.0000	1.0000	02/11/2011 09:15	341.47	-	-	-	-	-	-	-	1.01	1.07	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.14	0.056	0.0000	0.0003	0.003	1.0000	1.0000	15/12/2011 09:00	123.86	OK	-	-	-	9.557	9.552	0.02857	0.97	1.11	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.25	0.12	0.0009	0.0081	0.013	0.9766	0.9537		123.86	-	OK	-	-	9.557	9.552	0.02857	0.93	1.01	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.1	0.075	0.0000	0.0020	0.006	0.9699	0.9407		123.86	-	-	OK	-	9.557	9.552	0.02857	0.74	0.79	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	0.85	0.05	0.0000	0.0009	0.004	0.9879	0.9759		123.86	-	-	-	OK	9.557	9.552	0.02857	0.65	0.7	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	0.76	0.046	0.0000	0.0011	0.005	0.9708	0.9424	20/12/2011 09:00	204.06	OK	-	-	-	9.209	9.198	0.02159	1.07	1.18	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.3	0.099	0.0001	0.0034	0.008	0.9896	0.9792		204.06	-	OK	-	-	9.209	9.198	0.02159	1.03	1.18	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.33	0.129	0.0010	0.0084	0.013	0.9800	0.9604		204.06	-	-	OK	-	9.209	9.198	0.02159	0.8	0.91	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.03	0.1	0.0010	0.0083	0.013	0.9231	0.8521		204.06	-	-	-	OK	9.209	9.198	0.02159	0.8	0.98	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.17	0.162	0.0218	0.0235	0.022	0.8554	0.7318	23/12/2011 09:00	110.97	OK	-	-	-	9.211	9.210	0.01267	0.88	0.98	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.08	0.086	0.0001	0.0040	0.009	0.9941	0.9883		110.97	-	OK	-	-	9.211	9.210	0.01267	0.74	0.89	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.05	0.135	0.0122	0.0194	0.020	0.9730	0.9466		110.97	-	-	OK	-	9.211	9.210	0.01267	0.74	0.85	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	0.97	0.103	0.0023	0.0111	0.015	0.9698	0.9100		110.97	-	-	-	OK	9.211	9.210	0.01267	0.62	0.74	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	0.88	0.114	0.0135	0.0200	0.020	0.9061	0.8210	18/02/2012 09:00	209.83	OK	-	-	-	9.756	9.773	0.02917	1.32	1.49	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.67	0.152	0.0005	0.0067	0.012	0.9657	0.9325		209.83	-	OK	-	-	9.756	9.773	0.02917	1.15	1.39	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.66	0.222	0.0173	0.0216	0.021	0.9472	0.8972
Velocidad (m/s)		Long. con rasgado a la		$\eta = \ln(\frac{v_*}{v})$		ctes.		β		v.		ks		f		η_{pa}		COEF. CORR		R2																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
σ_1	σ_2	ζ_1	ζ_2	η_1	η_2	k	B	km	β	v.	ks	f	η_{pa}	COEF. CORR	R2																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
05/10/2011 09:06	136.30	-	-	-	-	-	-	-	0.58	0.67	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	0.77	0.082	0.0024	0.0113	0.015	0.9915	0.9832																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
	136.30	-	-	-	-	-	-	-	0.78	0.97	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.17	0.17	0.0306	0.0262	0.023	0.9476	0.8980																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
	136.30	-	-	-	-	-	-	-	0.94	1.04	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.16	0.097	0.0002	0.0049	0.010	0.9546	0.9893																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
	136.30	-	-	-	-	-	-	-	0.81	0.88	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	0.96	0.066	0.0000	0.0020	0.006	0.9844	0.9691																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
13/10/2011 09:00	144.23	-	-	-	-	-	-	-	0.53	0.64	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	0.77	0.104	0.0186	0.0222	0.021	0.8919	0.7954																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
18/10/2011 09:00	128.71	-	-	-	-	-	-	-	0.63	0.73	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	0.84	0.09	0.0025	0.0114	0.015	0.8838	0.7811																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
27/10/2011 09:00	285.72	-	-	-	-	-	-	-	1.69	1.9	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	2.12	0.187	0.0003	0.0059	0.011	0.9770	0.9546																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
31/10/2011 09:09	277.74	-	-	-	-	-	-	-	1.47	1.58	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.7	0.097	0.0000	0.0008	0.004	1.0000	1.0000																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
02/11/2011 09:15	341.47	-	-	-	-	-	-	-	1.01	1.07	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.14	0.056	0.0000	0.0003	0.003	1.0000	1.0000																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
15/12/2011 09:00	123.86	OK	-	-	-	9.557	9.552	0.02857	0.97	1.11	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.25	0.12	0.0009	0.0081	0.013	0.9766	0.9537																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
	123.86	-	OK	-	-	9.557	9.552	0.02857	0.93	1.01	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.1	0.075	0.0000	0.0020	0.006	0.9699	0.9407																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
	123.86	-	-	OK	-	9.557	9.552	0.02857	0.74	0.79	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	0.85	0.05	0.0000	0.0009	0.004	0.9879	0.9759																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
	123.86	-	-	-	OK	9.557	9.552	0.02857	0.65	0.7	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	0.76	0.046	0.0000	0.0011	0.005	0.9708	0.9424																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
20/12/2011 09:00	204.06	OK	-	-	-	9.209	9.198	0.02159	1.07	1.18	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.3	0.099	0.0001	0.0034	0.008	0.9896	0.9792																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
	204.06	-	OK	-	-	9.209	9.198	0.02159	1.03	1.18	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.33	0.129	0.0010	0.0084	0.013	0.9800	0.9604																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
	204.06	-	-	OK	-	9.209	9.198	0.02159	0.8	0.91	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.03	0.1	0.0010	0.0083	0.013	0.9231	0.8521																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
	204.06	-	-	-	OK	9.209	9.198	0.02159	0.8	0.98	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.17	0.162	0.0218	0.0235	0.022	0.8554	0.7318																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
23/12/2011 09:00	110.97	OK	-	-	-	9.211	9.210	0.01267	0.88	0.98	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.08	0.086	0.0001	0.0040	0.009	0.9941	0.9883																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
	110.97	-	OK	-	-	9.211	9.210	0.01267	0.74	0.89	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.05	0.135	0.0122	0.0194	0.020	0.9730	0.9466																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
	110.97	-	-	OK	-	9.211	9.210	0.01267	0.74	0.85	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	0.97	0.103	0.0023	0.0111	0.015	0.9698	0.9100																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
	110.97	-	-	-	OK	9.211	9.210	0.01267	0.62	0.74	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	0.88	0.114	0.0135	0.0200	0.020	0.9061	0.8210																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
18/02/2012 09:00	209.83	OK	-	-	-	9.756	9.773	0.02917	1.32	1.49	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.67	0.152	0.0005	0.0067	0.012	0.9657	0.9325																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
	209.83	-	OK	-	-	9.756	9.773	0.02917	1.15	1.39	0.1	0.3	-2.3	-1.2	0.4	8.5	0.13	1.66	0.222	0.0173	0.0216	0.021	0.9472	0.8972																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							

Figura 23. Cálculo de la rugosidad equivalente k_s , y los parámetros f y n .

Asimismo, se observa que la rugosidad varía ligeramente en las zonas de casquillo: K0+160 al K0+215 y del K0+380 al K0+435, estas zonas tienen revestimiento de concreto liso, pues están reforzadas estructuralmente (Figura 24).

Sección	Celda	Cad.	Rugosidad	
C A S E T A I	1	CPS - 4	0+007	Concreto Hidráulico
	2	CPS - 5	0+050	Concreto Lanzado
	2	CPS - 5	0+050	Concreto Lanzado
	3	CPS - 6	0+105	Concreto Hidráulico
	3	CPS - 6	0+105	Concreto Lanzado
	4	CPS - 7	0+160	Concreto Hidráulico
	4	CPS - 7	0+160	Concreto Hidráulico (Casquillo)
	5	CPS - 8	0+215	Concreto Lanzado
	6	CPS - 9	0+270	Concreto Hidráulico
	6	CPS - 9	0+270	Concreto Lanzado
	7	CPS - 10	0+325	Concreto Lanzado
7	CPS - 10	0+325	Concreto Lanzado	
8	CPS - 11	0+380	Concreto Lanzado	
8	CPS - 11	0+380	Concreto Lanzado (Casquillo)	
9	CPS - 12	0+435	Concreto Lanzado	
10	CPS - 13	0+490	Concreto Hidráulico	
10	CPS - 13	0+490	Concreto Lanzado	
11	CPS - 14	0+545	Concreto Lanzado	

Figura 24. Ubicación de zonas de rugosidad (concreto lanzado y concreto hidráulico).

Se muestran dos gráficas: gastos mayores a 150 m³/s (Figura 25), y gastos menores a 150 m³/s (Figura 26), donde se observan esos cambios en la rugosidad.

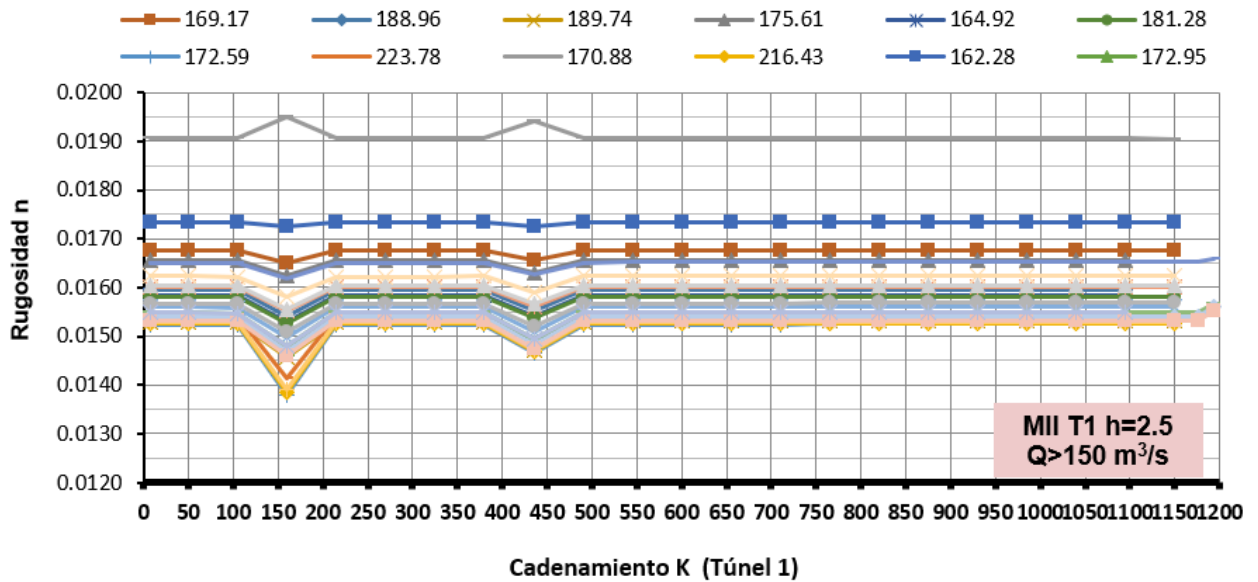


Figura 25. Rugosidad compuesta a lo largo del túnel para un $Q > 150$ m^3/s , para el *doppler* a 2.5 m de altura.

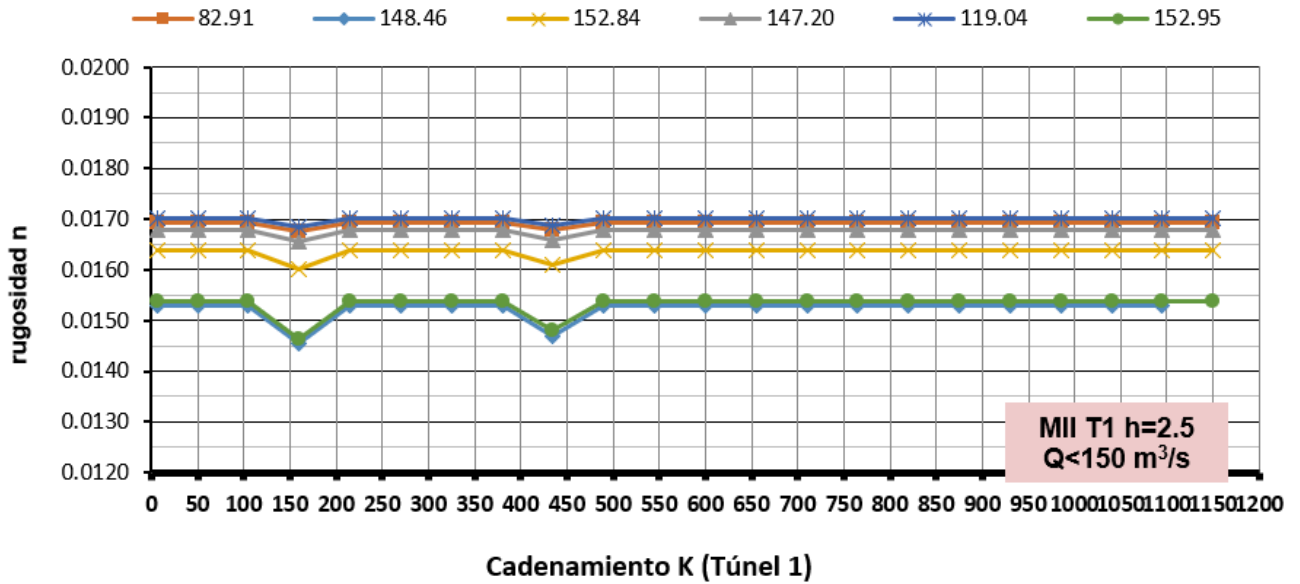


Figura 26. Rugosidad compuesta a lo largo del túnel para un $Q < 150$ m^3/s , para el *doppler* a 2.5 m de altura.

En la Figura 27 también se observa que el gasto entre secciones se mantiene muy parecido entre la primera y la última celda para los valores tomados cada hora, por lo que se puede realizar el cálculo como flujo permanente.

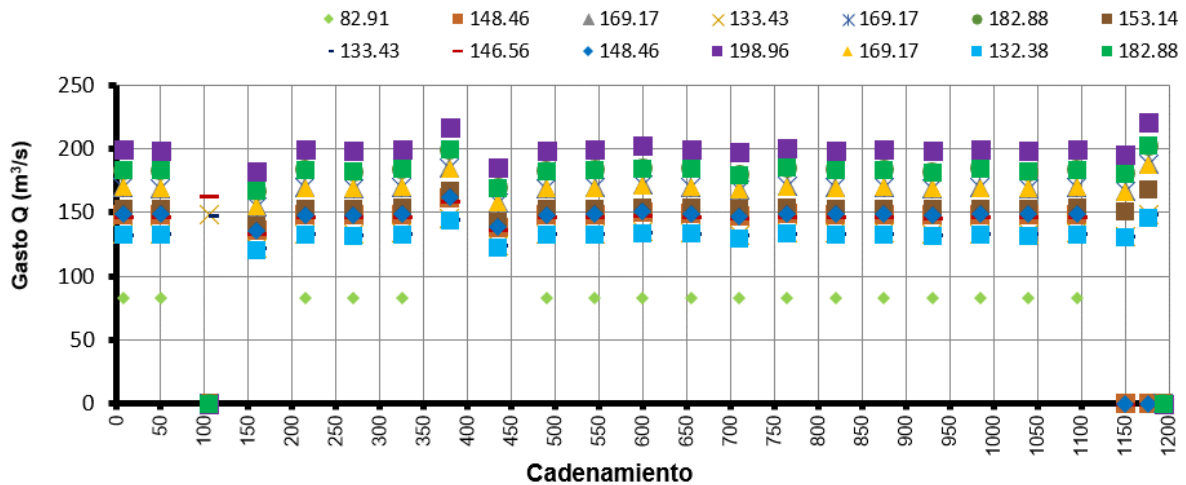


Figura 27. Gasto o caudal (por celda) a lo largo del túnel.

En la Figura 28, Figura 29, Figura 30 y Figura 31 se muestra el perfil hidráulico de algunos de los gastos modelados y calibrados; la línea azul representa el valor teórico, y los puntos negros representan los valores medidos.

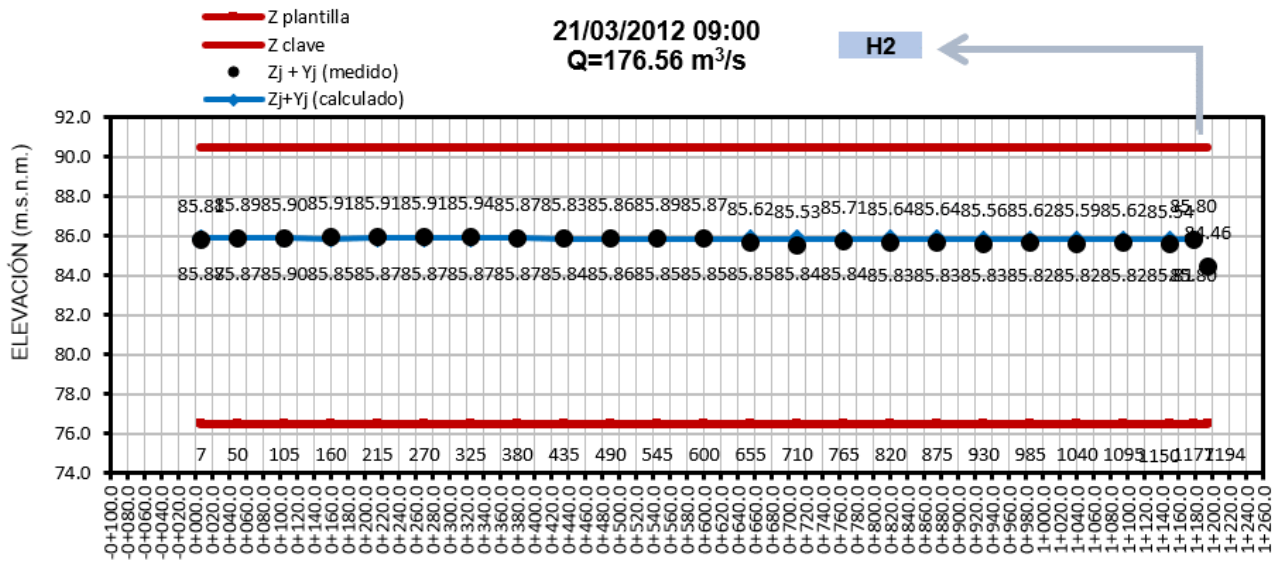


Figura 28. Calibración del modelo para un $Q = 176.56 \text{ m}^3/\text{s}$.

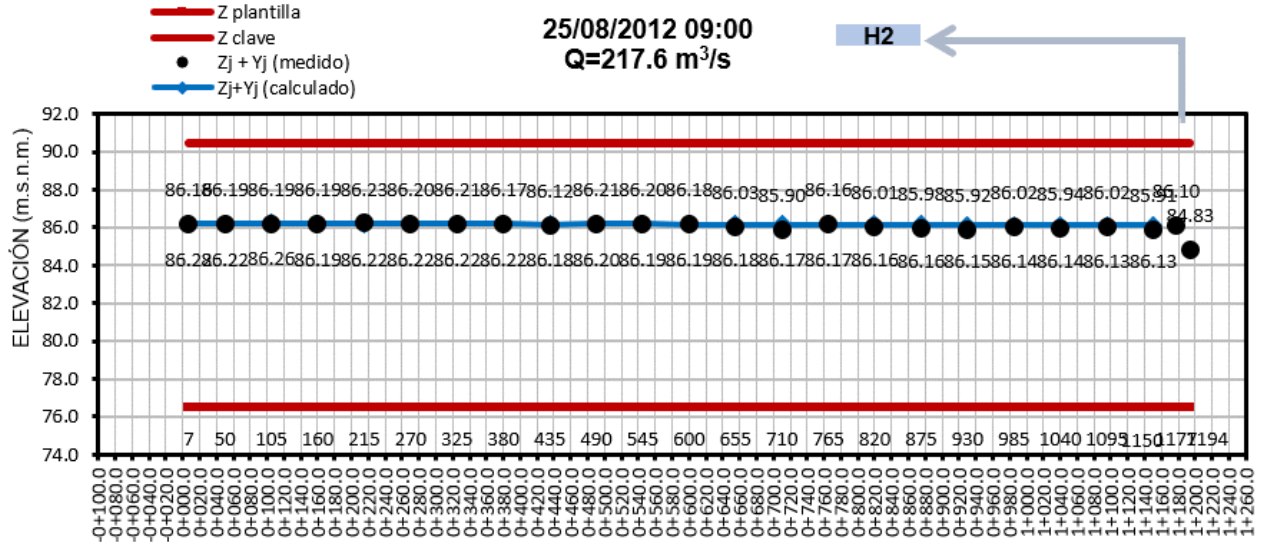


Figura 29. Calibración del modelo para un $Q = 217.6 \text{ m}^3/\text{s}$.

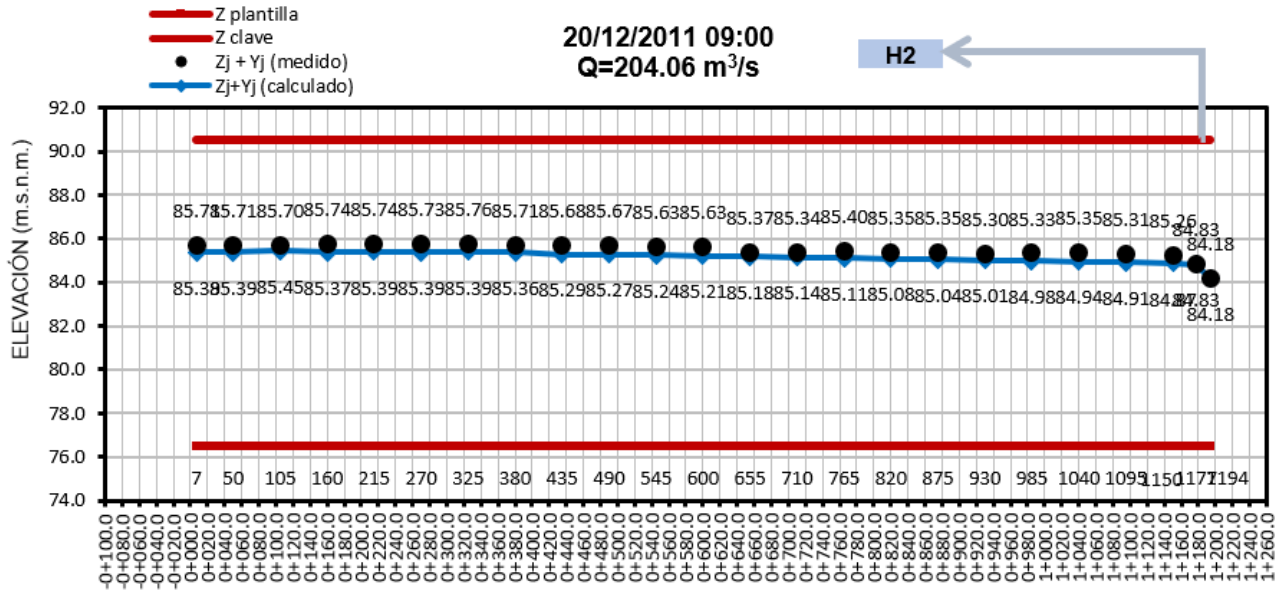
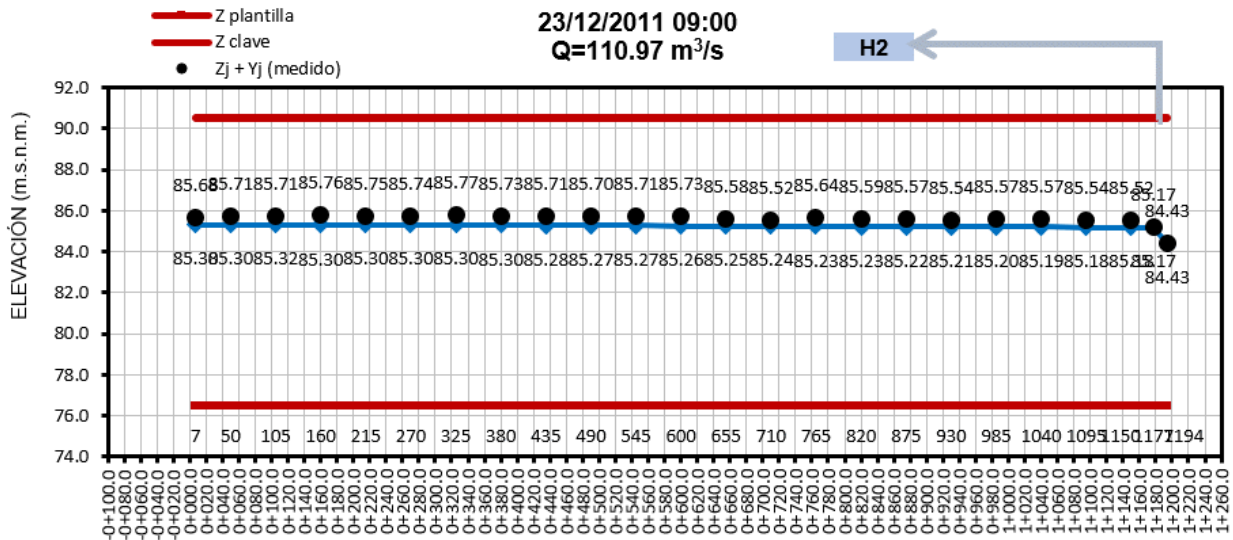


Figura 30. Calibración del modelo para un $Q = 204.06 \text{ m}^3/\text{s}$.



error cuadrático por cadenamiento, que equivalen a una rugosidad compuesta media para el túnel 1 de **0.0178**.

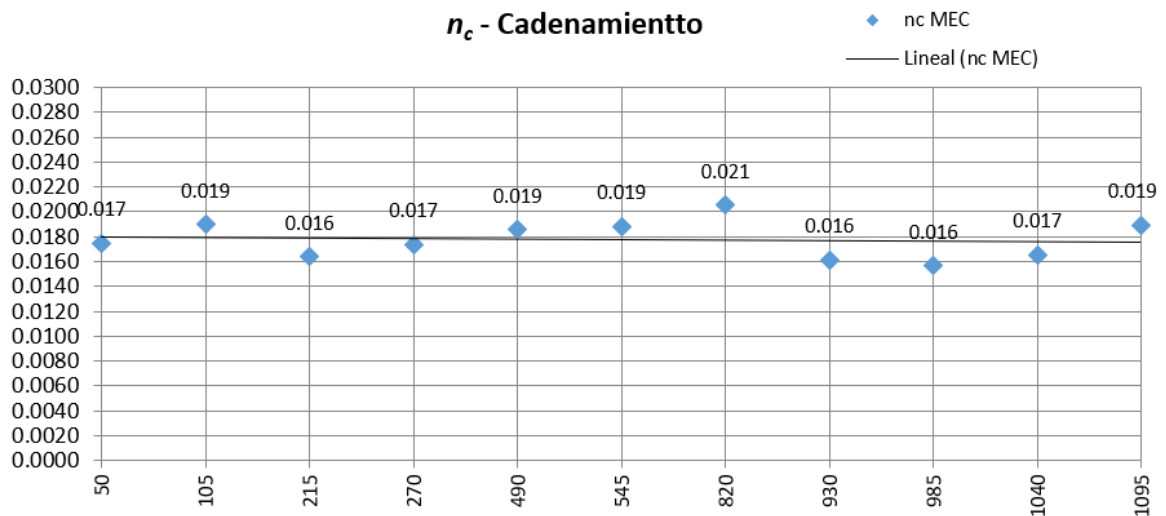


Figura 32. Rugosidad compuesta a partir del MEC por cadenamiento.

En la Figura 33 se muestra la tendencia de los valores de rugosidad compuesta obtenida para un rango de gastos de 130 a 210 m³/s, y que fueron discretizados y calibrados a partir del modelo teórico y la metodología planteada para las 17 ecuaciones, así como las mediciones.

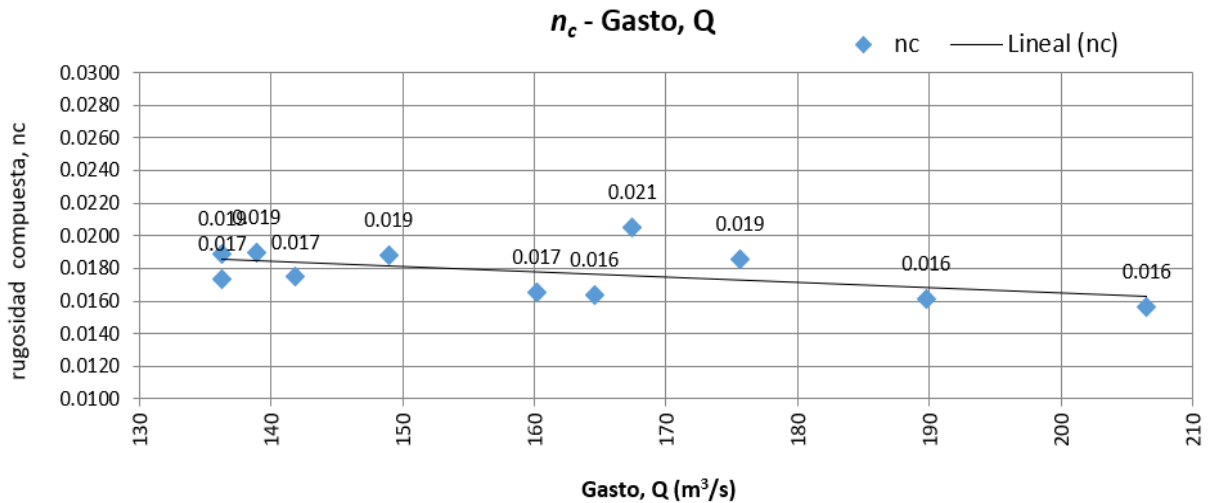


Figura 33. Rugosidad compuesta (n_c) con respecto al gasto medido (Q).

Se identificó que la ecuación de mayor ajuste de las 17 conocidas (Tabla 3) es la que se identifica con la letra "I" para un rango de gastos que van desde 85 hasta 285 m³/s:

Ecuación I (15) (Chie-Yen, 2002):

$$I = n_c = \left[\frac{R^{1/3}}{P} \sum \frac{n_i^2 P_i}{R_i^{1/3}} \right]^{1/2} \quad (25)$$

En la Figura 34 se muestran las ecuaciones de rugosidad compuesta n_c de mejor ajuste para cada gasto.

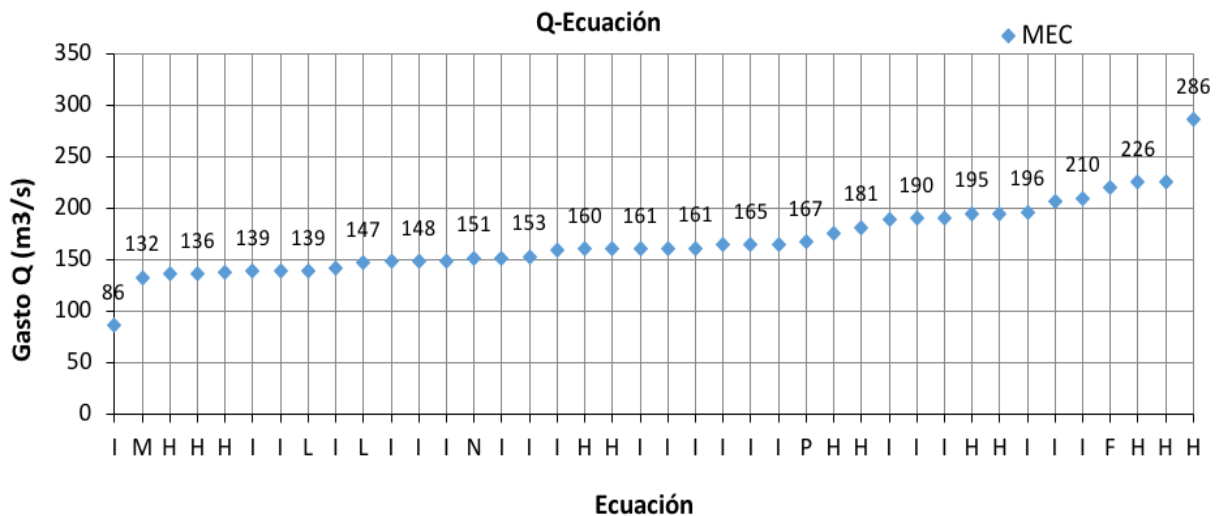


Figura 34. Ecuaciones de mejor ajuste para cada gasto calibrado.

Asimismo, se identifica que la integración de las metodologías expuestas permiten definir de mejor manera el parámetro de rugosidad compuesta además de las ecuaciones empíricas (Chie-Yen, 2002). Mediante la instrumentación hidráulica se pueden medir las velocidades en las zonas cercanas a la pared y que, complementados con mediciones de presión y caudal, permiten obtener el parámetro puntual de rugosidad equivalente integrando la ley logarítmica de velocidades, y las ecuaciones de Nikuradse y de Prandtl-Von Kármán para finalmente obtener la

rugosidad compuesta representativa de la sección o del túnel. Esta metodología se puede aplicar a canales anchos con condiciones de régimen hidráulicamente rugoso y permanente, donde es posible integrar la relación Darcy-Weisbach y Manning (Aldama & Ocón, 2012).

Se han realizado estudios previos experimentales para determinar la rugosidad compuesta en túneles en modelos en prototipo (Marengo & Arreguín, 2008). En 2007 se llevó a cabo una investigación experimental, donde se comparó el flujo con cuatro modelos de túneles en sección baúl funcionando como canal con diferentes rugosidades y bajo diversas condiciones de escurrimiento. El prototipo estudió cuatro rugosidades asociadas: acrílico, lija, plástico y carpeta, que se asemejan al concreto hidráulico, concreto lanzado y roca en prototipo. De los resultados experimentales se obtuvieron las siguientes aproximaciones: 1) para la combinación acrílico-lijas se obtuvo una mejor aproximación con la ecuación M de Ida-Engelund; 2) para la combinación acrílico-plástico, la ecuación de mejor ajuste fue la F de Felkel; 3) en la combinación acrílico-tapete, el mejor ajuste fue la F de Felkel. Finalmente el autor recomendó que debido a la turbulencia que ocurre en la realidad se empleen las ecuaciones de Felkel (Ecuación F), la Ecuación de Yen (Ecuación H) y la Ecuación N de Yen también (ver Tabla 3).

Conclusiones

El planteamiento de la metodología desarrollada permite estudiar la rugosidad compuesta a través de la relación que existe entre la superficie de contacto y el fluido (zona de capa límite); aplicar las teorías de capa límite de Prandtl-Von Kármán utilizando los perfiles de velocidad obtenidos de instrumentación hidráulica, con mediciones muy cercanas a la pared para el caso de estudio del túnel 1 de comunicación del río Grijalva. Los resultados obtenidos de la rugosidad equivalente de Nikuradse k_s , y con la relación entre la ecuación de Darcy-Weisbach y de Manning se obtuvo una rugosidad de pared. Finalmente, con el modelo hidráulico general y las mediciones por sección se obtuvo una rugosidad representativa del túnel de $n = 0.0178$. Se observó que a lo largo del túnel se mantiene el valor de rugosidad constante a excepción de los sitios donde se tiene cambio de revestimiento a concreto liso. También se encontró que la Ecuación I de Yen (Chie-Yen, 2002) es la que da mejor aproximación. Aun cuando la rugosidad compuesta no tenía una variación significativa en el rango de los gastos analizados (de 117 a 575 m³/s), es recomendable dar continuación a la medición y aplicar la metodología para gastos mayores, pues las variaciones en la rugosidad solo podrían observarse si el gasto aumentara de manera significativa. También se

recomienda continuar con los registros de presión, gasto y velocidad para llevar a cabo la calibración con datos medidos.

La implementación de la instrumentación hidráulica en condiciones reales en obras de desvío es una herramienta importante de investigación para el estudio de la rugosidad compuesta para el diseño de estas obras, y mejorar así los métodos empíricos existentes. Estudios previos sobre estos temas se han realizado en modelos en prototipo, sin embargo, ello integra adicionalmente un parámetro de desviación por la escala.

El uso de la rugosidad compuesta, es decir, rugosidad combinada de concreto liso y concreto lanzado en los túneles permite asegurar un funcionamiento hidráulico más eficiente en las obras de desvío, garantizando una mejor capacidad de descarga hidráulica ante una contingencia durante la construcción de una presa, ya que permite integrar un mayor periodo de retorno (Tr), al igual que mantener una mejor relación de beneficio/costo al no tener que revestir totalmente con concreto hidráulico todas las secciones.

De acuerdo con Marengo (2019), en los últimos años se ha prestado gran importancia a las condiciones de durabilidad y falla en las presas y sus obras temporales, como las de desvío. Se requiere revisar desde el punto de vista del marco técnico, social y legal. De igual forma, es necesario el desarrollo de métodos numéricos y técnicas computacionales que permitan tener un mejor conocimiento y entendimiento de los aspectos hidrológicos, geológicos y de los materiales, entre otros, por lo

que se requieren serios esfuerzos en la implementación de instrumentación, así como definir de mejor manera el comportamiento estructural de las presas.

La consideración de la evaluación de los riesgos de falla de este tipo de obras en conjunto con los métodos de análisis de rugosidad compuesta aplicados en esta investigación permitirían aportar mejores elementos para el diseño de nuevos proyectos.

Agradecimientos

Al Laboratorio de Hidráulica de la Comisión Federal de Electricidad (CFE), y a los compañeros de instrumentación en laboratorio y campo. A la Coordinación de Proyectos Hidroeléctricos de la CFE por la oportunidad de colaborar dirigiendo diversos proyectos y estudios de instrumentación en obras hidráulicas. Al doctor Humberto Marengo como coordinador de Proyectos Hidroeléctricos y promotor de este tema. Al doctor Álvaro Aldama, quien asesoró éste y diversos proyectos en relación con los conceptos fundamentales de la mecánica de fluidos, que abrieron camino a esta investigación.

Referencias

- Aldama, A. A., & Ocón, A. R. (enero-marzo, 2002). Resistencia al flujo en canales y límites de aplicabilidad de la fórmula Manning. *Ingeniería Hidráulica en México*, 17(1), 107-115.
- Chie-Yen, B. F. (January 2002). Open Channel Flow Resistance. *Journal of Hydraulic Engineering*, 128(1). DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9429(2002)128:1(20).
- Chow, V. T. (1959). *Open-Channel Hydraulics*. Tokyo, Japón: McGraw Hill Kogakusha, LTD.
- Marengo, H. (2019). *Obras de desvío en proyectos hidráulicos, aspectos de diseño y construcción*. Ciudad de México, México: Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Marengo, H. (2011). *Deslizamiento de tierra y roca que obstruyó el río Grijalva y su solución con túneles*. Conferencia CFE. Tercer Seminario de Potamología, IMTA, Jiutepec, Morelos, México.
- Marengo, H., & Arreguín, F. (enero-marzo, 2008). Análisis hidráulico experimental en túneles de conducción en sección baúl trabajando como canal, considerando rugosidades compuestas. *Ingeniería Hidráulica en México*, 23(1), 21-44.
- Rouse, H. (1965). Critical analysis of open channel resistance. *Journal of Hydraulic Engineering*, HY 4(91), 1-25.
- Schlichting, H. (1979). *Boundary-layer theory* (7th ed.). New York, USA: McGraw-Hill.

Sotelo, A. G. (2002). *Hidráulica de canales*. México, DF, México: Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

**Evaluación de la contracción y expansión de cuerpos
hídricos lénticos bajo la influencia del fenómeno ENSO
(caso de estudio. Departamento de Córdoba, Colombia)**

**Evaluation of the contraction and expansion of lentic
water systems under the influence of the ENSO
phenomenon (case study. Department of Córdoba,
Colombia)**

Yulia Ivanova¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-8836-5175>

Elsa Adriana Cárdenas², ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-8587-4625>

Camilo Andrés Celis-Lópera³, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-6000-1078>

Daniela Fernanda Vargas-Guerrero⁴, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-5307-0043>

¹Universidad Militar Nueva Granada, Bogotá, Colombia,
yulia.ivanova@unimilitar.edu.co

²Universidad Militar Nueva Granada, Bogotá, Colombia,
elsa.cardenas@unimilitar.edu.co

³Independiente, Bogotá, Colombia, celis2106@gmail.com

⁴Independiente, Bogotá, Colombia,
ingdanielafemandavargas@gmail.com

Autora para correspondencia: Yulia Ivanova,
yulia.ivanova@unimilitar.edu.co

Resumen

La sostenibilidad de los ecosistemas y de las actividades económicas dependen de manera significativa de la disponibilidad del agua, la cual puede ser afectada por su variabilidad temporal. Colombia es uno de los países que se caracteriza por una alta variabilidad temporal del recurso hídrico, producto de fenómenos globales, regionales y locales. Uno de los eventos macro climáticos que altera el régimen hídrico es el ENSO. Es altamente conocido su impacto sobre los cuerpos hídricos lóticos, mientras que las afectaciones de los sistemas lénticos son desconocidas. En el presente estudio se diseñó una metodología que integra los análisis climáticos con los estudios de teledetección para evaluar la relación entre la expansión y contracción de los cuerpos lóticos bajo el evento ENSO, que fue comprobada en cuatro ciénagas del departamento de Córdoba. Como resultado se obtuvo que las dinámicas en hasta el 60 % dependen de este evento macro climático. La metodología desarrollada puede considerarse como una herramienta para planeación ambiental territorial

de los alrededores de los sistemas lagunares, ya que permite estimar las zonas de amortiguación de estos.

Palabras clave: variabilidad hídrica, ENSO, índice NDWI, Colombia, ciénaga.

Abstract

The sustainability of ecosystems and economic activities depend significantly on the availability of water, which can be affected by its temporal variability. Colombia is one of the countries that suffers high temporal variability of the water resource because of global, regional, and local phenomena. One of the macro-climatic events that alter the water regime is ENSO. Its impact on lotic water bodies is well known, while the effects on lentic systems are unknown. In this study, a methodology, which integrates climatic analyses with remote sensing studies, was designed to evaluate the relationship between the expansion and contraction of lotic bodies under the ENSO event, verified in four wetlands (*ciénagas*) in the department of Córdoba. The results showed that the dynamics depend up to 60 % on this macro-climatic event. The methodology developed can be considered as a tool for environmental planning of the territory around the lagoon systems, since it allows estimating buffer zones.

Keywords: Water variability, ENSO, NDWI index, Colombia, swamp.

Recibido: 20/11/2019

Aceptado: 20/03/2021

Introducción

El sistema climático y sus dinámicas afectan a la mayoría de los ciclos naturales en la tierra. Entre todo el abanico de los eventos macro climáticos se ha demostrado la incidencia del fenómeno ENSO (El Niño-oscilación del sur) sobre la evolución de las coberturas vegetales (Bothale & Katpatal, 2014), diferentes ciclos bioquímicos (Nergui, Evans, & Chung, 2016), régimen de precipitaciones (Jin, Cai, & Tang, 2015) y temperaturas (Murgulet, Valeriu, Tissot, & Mestas-Nuñez, 2017) y, como consecuencia, sobre el balance hídrico terrestre (Ndehedehe, Awange, Kuhn, Agutu, & Fukuda, 2017), incluyendo las aguas subterráneas (Tremblay, Larocque, Anctil, & Rivard, 2011) y superficiales (Wang & Asefa, 2017).

Los estudios de afectación del régimen hídrico por el fenómeno ENSO se justifican porque la disponibilidad y variabilidad hídrica sustentan diferentes procesos vitales de ecosistemas (Acharya, Subedi, & Lee,

2018) y el desarrollo de la mayoría de las actividades productivas como sector agrícola (Okonkwo & Demoz, 2014), piscícola e hidro energético , entre otros.

En Colombia se estudia la incidencia del fenómeno ENSO sobre la variación de la oferta hídrica de cuerpos lóticos (Poveda, Álvarez, & Rueda, 2011) y los impactos que genera esta variación sobre diferentes sectores económicos .

No obstante, falta evaluar la existencia de teleconexiones entre el ENSO y la respuesta hidrológica de cuerpos lagunares, con el fin de reconocer dichas relaciones como una de las variables que sustenta la prestación de diferentes servicios ecosistémicos y la actividad económica de diferentes sectores productivos. El impacto del ENSO sobre los cuerpos hídricos lénticos se expresa a través de un conjunto de efectos, entre los cuales se pueden relacionar cambios en los niveles de lagos (Dulanya, Reed, & Trauth, 2013) y su temperatura (Mariano, Carolina, & Miranda-Leandro, 2018), así como la fluctuación de los límites del espejo del agua (Dulanya *et al.*, 2013). Según las últimas estadísticas nacionales (IDEAM, 2019), el 0.8 % del territorio nacional es ocupado por cuerpos lénticos, como lagunas, lagos, ciénagas, entre otros, que cumplen un importante papel en el balance de sistemas acuáticos y sostenimiento de los sistemas productivos. La mayor área de estos se encuentra en la cuenca Magdalena-Cauca que se caracteriza por complejos cenagosos de la depresión momposina.

Por esta razón se escogió una región del departamento de Córdoba para comprobar la influencia del fenómeno ENSO en sus fases fría y cálida sobre la expansión y contracción de los límites de los espejos de agua de cuatro sistemas cenagosos que disponen de la información del origen climático y geoespacial. Derivado de este análisis se conoce la incidencia del evento ENSO tanto en el régimen interanual de precipitaciones como en la aplicabilidad de la metodología desarrollada en los estudios de incidencia del evento ENSO sobre las dinámicas hídricas de cuerpos lénticos de zonas topográficamente planas del país.

La metodología diseñada integra los análisis climáticos con el uso del índice multispectral NDWI (Zhou, Zhao, Hao, & Wang, 2018); su aplicación al estudio de los cuerpos lénticos en el país puede complementar los resultados de los estudios del IDEAM (Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales) frente a la dependencia del régimen hídrico en el país del fenómeno ENSO.

Materiales y métodos

La zona del estudio está en el Departamento de Córdoba, y abarca los municipios de Lorica, Momil, Chima y Purísima. Se caracteriza por su

morfología aplanada, con pendientes menores del 3 %, lo cual, sumado a la variabilidad hídrica, genera problemáticas de inundaciones (Carvajal, 2009), que se amortiguan con las obras de drenaje utilizadas tanto para el manejo del régimen hídrico como para fines agrícolas y ganadería extensiva tecnificada. Las zonas cenagosas están hidráulicamente conectadas con el río Magdalena y las inundaciones se explican por la ocupación antrópica de las áreas destinadas a la regulación del régimen hídrico (Correa & Pereira, 2019). La mayoría de los cuerpos lagunares presentan procesos de sedimentación (Restrepo *et al.*, 2018), que generan una reducción significativa del hábitat de la ictiofauna, lo que lleva a facilitar la actividad pesquera por concentrarse la población de peces en áreas más profundas (Amador, 2016). Los usos extensivos del agua provocan su contaminación, lo que limita su uso para fines domésticos (Fernandez-Maestre, Johnson-Restrepo, & Olivero-Verbel, 2018). De todo lo mencionado, se concluye que en la zona del estudio, el desarrollo de las actividades económicas, así como el sostenimiento de diferentes procesos naturales dependen de la prestación de servicios ecosistémicos de provisión, regulación y soporte asociados con el agua (Rivillas-Ospina *et al.*, 2020).

Para evaluar si las dinámicas de contracción y expansión de los sistemas cenagosos dependen del fenómeno macro climático ENSO, se planteó una metodología adaptada para zonas con pendientes bajas, basada en la determinación de los cambios en el área de dichos cuerpos a partir de análisis climáticos y herramientas de teledetección.

Para aplicar la metodología diseñada se escogieron cuatro cuerpos hídricos lénticos que disponen de la información climatológica en el periodo de registro de las precipitaciones, representativo para hacer los estudios de teleconexiones (Arango, Dorado, Guzmán, & Ruíz, 2021) y la de las imágenes de satélite del mismo periodo de observaciones de variables climáticas, para poder evaluar el efecto del fenómeno ENSO sobre las dinámicas hídricas. Además, se escogieron los sistemas hídricos que tuvieran un tamaño suficiente como para ser identificados a través de las imágenes satelitales Landsat.

En la Figura 1 se presenta el algoritmo de la metodología diseñada.

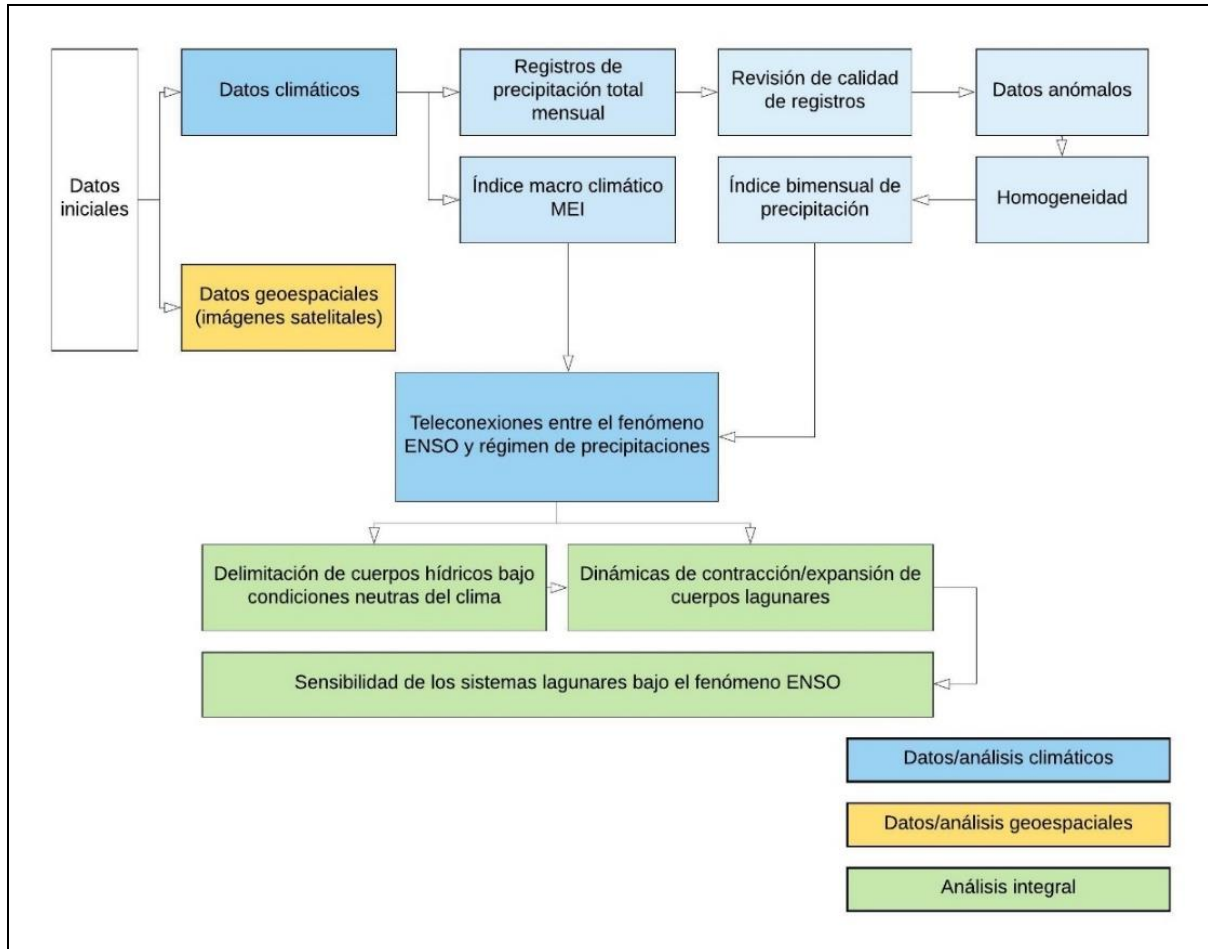


Figura 1. Algoritmo de la metodología diseñada para evaluar la incidencia del fenómeno ENSO sobre las dinámicas hídricas de cuerpos lénticos.

La primera etapa consistió en la preparación de la información base de carácter climático y geoespacial, que incluye la recopilación de ésta y revisión de su calidad. Dentro del conjunto de los datos hidroclimatológicos se encuentra el índice climático MEI (Poveda *et al.*,

2002) y las series mensuales de precipitaciones. En la Figura 2 se presenta la ubicación de las ocho estaciones medidoras de precipitaciones y su información general (Tabla 1). Todas las estaciones escogidas se consideran representativas para la zona del estudio según su radio de influencia recomendado por la Organización Meteorológica Mundial (OMM, 2011) para las estaciones ubicadas en la zona costera (53.6 km de radio de influencia y 9 000 km²).

Tabla 1. Información general de las estaciones climáticas en la zona.

Núm.	Código	Tipo	Nombre*
1	1307025	PM	El Trapiche
2	1308501	CP	La Doctrina
3	1307024	PM	Cerro Bahía
4	1307021	PM	Cotorra
5	1307043	PM	Venecia
6	1309023	PM	La Pastora
7	1307045	PM	Aguas Mohosas
8	1307044	PM	Villa Marcela
*PM: estaciones pluviométricas; CP: estación climática principal			

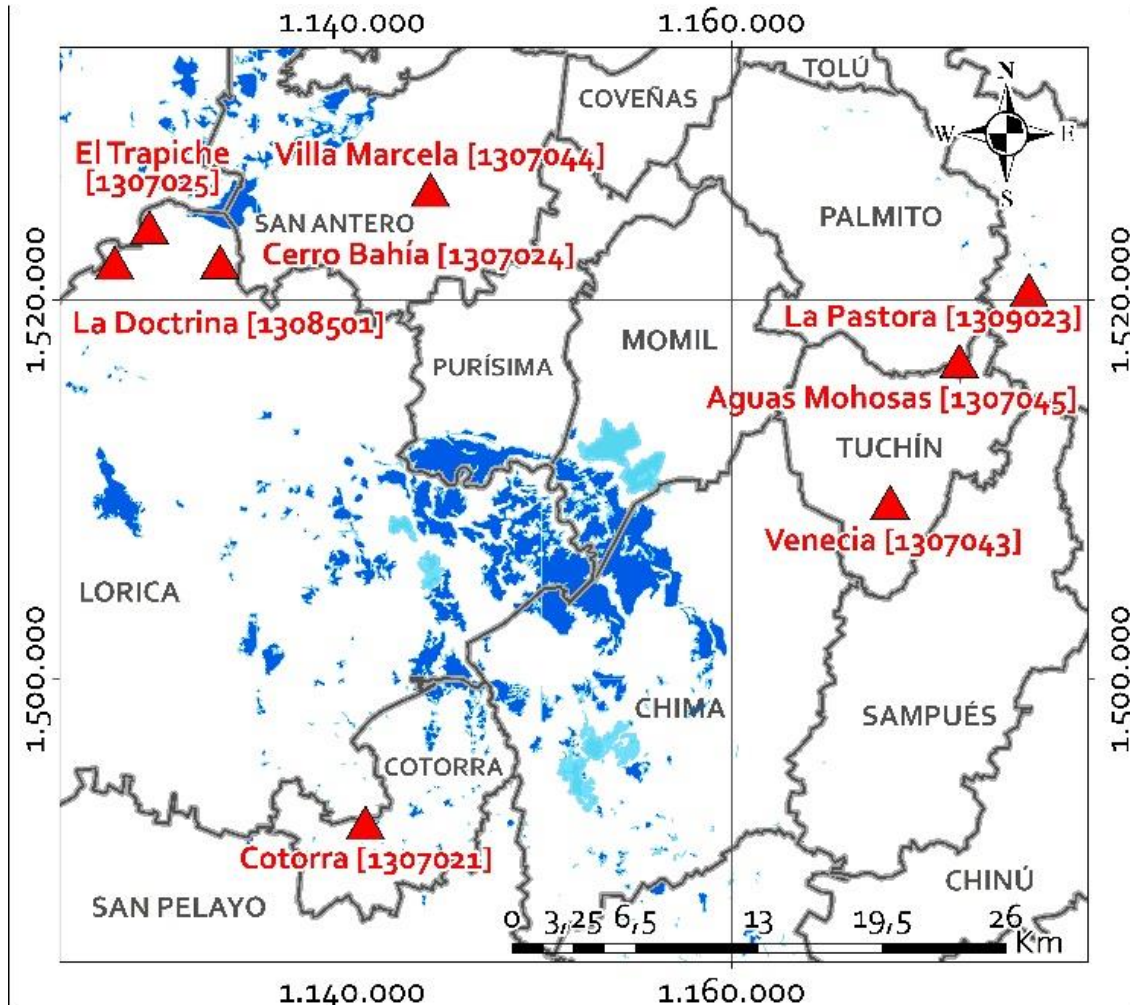


Figura 2. Localización de cuerpos hídricos y estaciones climáticas en la zona del estudio.

El paso previo a la investigación consistió en la revisión de la calidad de los registros de precipitaciones mensuales, asociada con el análisis de los datos atípicos, de homogeneidad y complementación de las series. Este procedimiento se utiliza para comprobar que la serie histórica tiene

suficientes valores para ser analizada. La identificación de los datos atípicos se revisó con el criterio de Grubb's (Ramírez, 2007). El análisis de homogeneidad de las series temporales se hace con el fin de revisar la estacionariedad y concluir si pertenecen al mismo conjunto estadístico (Castro & Carvajal-Escobar, 2010). Para tal fin se aplicaron las pruebas de Student y Fisher (Ramírez, 2007).

El análisis climático en la metodología requiere que los registros de precipitaciones no tengan vacíos de datos. Para ello, los datos ausentes de precipitaciones se completaron con base en los registros completos de precipitaciones a través del análisis de correlación múltiple siempre y cuando las series fueran estadísticamente correlacionadas.

Finalmente, los registros de precipitaciones se transformaron a los índices bimensuales de precipitaciones para participar en conjunto con el índice multivariado MEI en los estudios de teleconexiones que forman parte de la segunda etapa en la metodología.

Los análisis de teleconexiones se hacen para identificar en qué grado las precipitaciones mensuales dependen del evento climático y con qué periodo de retardo se manifiesta el fenómeno ENSO sobre el régimen de precipitaciones, pues la respuesta de climas regionales a los eventos macro climáticos no es inmediata y depende de un conjunto de factores orográficos y fisiográficos (Salas-Parra, Poveda-Jaramillo, & Mesa-Sánchez, 2020). Para este fin se aplicó el análisis de correlación lineal entre las series del índice multivariado MEI y las series de los índices bimensuales de precipitaciones. El mayor valor obtenido entre las

correlaciones construidas indica en cuántos meses la onda macro climática llega hasta la localización del proyecto (periodo de retardo) y en qué porcentaje define el régimen interanual de precipitaciones.

La tercera etapa consistió en la elaboración de la línea base correspondiente a la delimitación de los cuerpos hídricos bajo condiciones neutras del clima. Para este fin se eligieron los meses con el índice MEI mayores a -0.5 y menores a 0.5, se aplicó el periodo de retardo definido previamente y se procedió a descargar imágenes Landsat. Teniendo en cuenta que la fluctuación de los límites de cuerpos hídricos en condiciones neutras del clima depende de otros factores, diferentes del ENSO, se tuvo que contar con una muestra de imágenes estadísticamente válida que fue definida a través del criterio con el intervalo de confianza del 95 % (Corral, Corral, & Franco-Corral, 2015). En total se consultaron 28 imágenes en el periodo comprendido entre los años 1984 y 2017.

Al inicio fue necesario unificar el sistema de referencia de las imágenes descargadas del sistema geodésico mundial norte (WGS84) y fueron proyectadas al WGS84 sur, además de realizar un ajuste en el área de trabajo para obtener la escala 1:100 000.

Posteriormente se calculó el área de cada cuerpo hídrico a partir de una composición RGB con las bandas de las imágenes Landsat, que permitió contrastar las coberturas de tierra y agua (Franco, 2017) todo esto a una escala de 1:25 000. Esta digitalización se llevó a cabo por medio de una clasificación supervisada con base en las coberturas CORINE Land Cover, lo que sirvió para confirmar que los cuerpos de agua

formaban parte de la categoría de superficies de agua —aguas continentales— lagunas, lagos y ciénagas naturales (IDEAM, 2010).

Considerando que de acuerdo con la firma espectral del agua, la mayor reflectividad se produce en longitudes de onda de azul, disminuyendo hacia el infrarrojo cercano, se utilizó una composición RGB con las bandas infrarrojo cercano (NIR), infrarrojo lejano (SWIR 1), y azul correspondiente a las bandas 5, 6, y 2 para las imágenes del satélite Landsat 8, y las bandas 4, 5 y 1 de los satélites Landsat 7 y 5. Esta combinación se utilizó para identificar cuerpos de agua en tonalidades azul oscuro a negro de acuerdo con su profundidad, contenido de materiales en suspensión y rugosidad de la superficie. Por otra parte, el suelo y las coberturas vegetales presentan mayor reflectividad en el infrarrojo, razón por la cual se identifican en la imagen en colores verde, café y naranja (Figura 3) (Chuvieco, 1995).

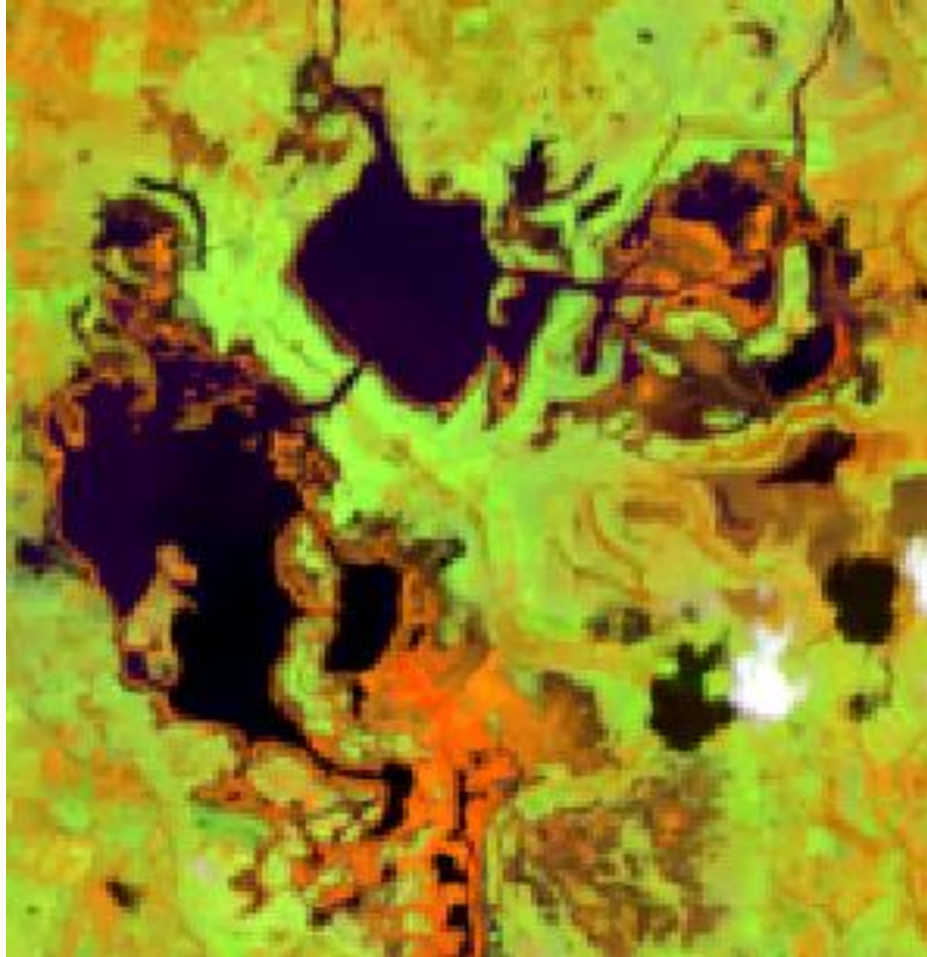


Figura 3. Composición RGB.

Las composiciones resultantes facilitaron la delimitación directa de estos cuerpos a través del índice NDWI (Índice Diferencial de Agua Normalizado), para lo cual fue necesario desarrollar la operación entre las bandas verde e infrarrojo cercano (NIR), Ecuación (1), donde las bandas 3 y 5 corresponden al satélite Landsat 8, y las bandas 2 y 4 a los satélites Landsat 7 y 5 (McFeeters, 1996).

$$NDWI = \frac{V - NIR}{V + NIR} \quad (1)$$

Este índice se usa sobre todo como una medida de la cantidad de agua que posee la vegetación o el nivel de saturación de humedad que tiene el suelo (Martínez-Mena, 2017); tiene como característica que suprime la vegetación y realza los cuerpos de agua, lo que facilita la identificación de los mismos (Figura 4).

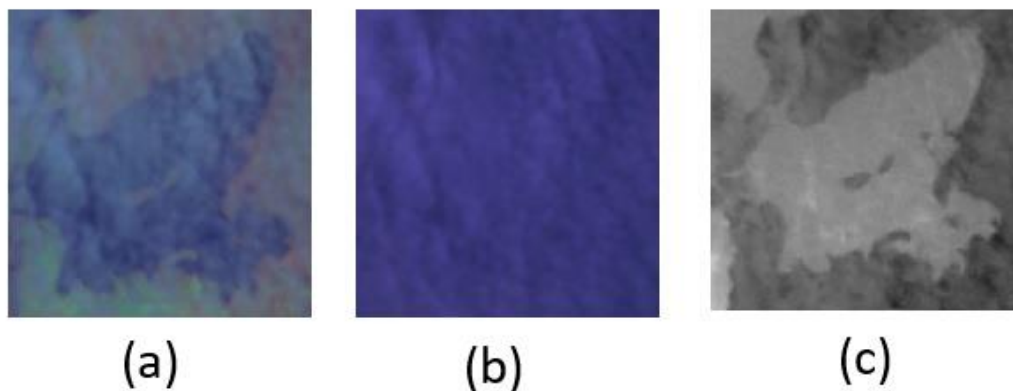


Figura 4. Composiciones Landsat: a) composición RGB; b) color natural; c) índice NDWI. Fuente: elaboración propia.

Así, para cada cuerpo hídrico se obtuvieron 28 valores de las áreas y se calculó el valor promedio que corresponde al área de cada uno bajo las condiciones neutras del clima. Para evaluar la exactitud en la definición

de las áreas se midió la diferencia entre las áreas de una de las imágenes Landsat (resolución espacial de 30 m) de la línea base y una imagen PlanetScope (resolución espacial de 3 m) con fechas cercanas. Esta segunda se digitalizó a una escala de 1:8 000. La diferencia en las áreas se expresó en términos relativos y sirvió tanto para obtener el error de la definición de las áreas como para ser el criterio si el cambio del área bajo en fenómeno ENSO es significativo, siendo así siempre cuando el porcentaje de expansión o contracción del área es mayor que el error del cálculo del área.

Con la línea base establecida se procedió al análisis de la zona en relación con el fenómeno macro climático ENSO, con el cual se observó la contracción y expansión de los cuerpos hídricos. Para esto se descargaron imágenes correspondientes a las fechas que registran distintas intensidades del fenómeno. Con un índice MEI superior a 0.5 e imágenes con fechas entre 1986 y 2016 para El Niño, y para La Niña un índice MEI inferior a -0.5 imágenes con fechas entre 1985 y 2013.

De igual manera que en el proceso anterior, para la cuarta etapa se repite el mismo procedimiento de teledetección para una muestra de 57 imágenes disponibles, integradas por imágenes Landsat, RapidEye y SPOT, con un total de 29 imágenes para el fenómeno de La Niña y 28 para El Niño.

Luego se digitalizaron las imágenes con base en el índice NDWI para así obtener el área de los cuerpos en las distintas fechas; al igual que para la línea base, las imágenes se digitalizaron a una escala 1:25.000.

Finalmente, se evaluó la contracción y expansión de los cuerpos hídricos bajo el fenómeno ENSO, entendida como cambio porcentual del área de los cuerpos hídricos *versus* valores del índice MEI tanto positivos como negativos. La relación entre estas dos variables permite comprender en qué medida la variación del espejo del agua de los cuerpos cenagosos responde a este evento macro climático.

Resultados

Como ya se había mencionado, en la zona de la localización de los cuerpos cenagosos se encuentran ocho estaciones climáticas, cuyos registros superan los 30 años, periodo recomendado en el contexto nacional para realizar los estudios climáticos. Ninguna de las series de precipitaciones mensuales tuvo valores atípicos según la prueba de Grubb's, mientras que el análisis de homogeneidad confirmó que las series son estacionarias por el valor promedio y en la mayoría de los casos no son estacionarias por la varianza. Lo último indica que los registros presentan un cambio en el patrón de variabilidad temporal que puede estar asociado con el efecto del cambio climático global que presenta un tema de estudio independiente.

Los resultados del análisis de teleconexiones —obtenidos a través del análisis correlativo lineal entre las series de precipitaciones y el índice MEI— indican que la señal macro climática del evento ENSO se manifiesta en el régimen de precipitaciones en un periodo de tres a cuatro meses. Este periodo corresponde al desfase temporal entre el índice MEI y la serie de precipitaciones, donde el coeficiente de correlación obtuvo el mayor valor.

Cabe resaltar que el coeficiente de correlación fluctuó cerca del valor de 0.3, lo cual indica que el régimen pluviográfico interanual en la zona en un 30 % depende del fenómeno ENSO y en un 70 % de otros factores físico-geográficos como paso de la zona de confluencia intertropical (ZCIT) (Pérez-Rendón, Ramírez-Builes, & Peña-Quiñones, 2016) del fenómeno de oscilación cuasi bienal (Lubis, Matthes, Omrani, Harnik, & Wahl, 2016) de la oscilación del Atlántico del norte (Poveda *et al.*, 2002), conexión con aguas subterráneas y efectos de actividades antrópicas, entre otros. Seis de ocho estaciones (75 % de las estaciones) confirmaron que la señal del fenómeno ENSO se refleja en series de precipitaciones con un retardo de cuatro meses, mientras que dos estaciones restantes —identificadas con los códigos 13070240 y 13070250— confirmaron un retardo de tres meses. Según el resultado de la mayoría de las estaciones, el periodo de cuatro meses se usó como tiempo de retardo de la influencia del fenómeno ENSO sobre las condiciones climáticas en la zona del estudio, y sirvió para escoger las fechas de las imágenes satelitales en condiciones neutras del clima, y bajo las fases fría y cálida del evento ENSO.

Como se había mencionado en la descripción metodológica, para conocer el cambio en el espejo del agua de los complejos cenagosos es necesario partir del conocimiento sobre el área de éstos sin influencia del evento macro climático ENSO (variación del índice MEI en el rango de ± 0.5). En la Tabla 2 se presentan los valores de las áreas de cada cuerpo hídrico como valor promedio de los resultados de interpretación de las 28 imágenes satelitales. En la misma tabla se encuentra el error relativo de cada área en forma porcentual calculado con base en las áreas según el índice NDWI de las imágenes Landsat y las áreas definidas según la teledetección a través de la imagen Planet Scope de fechas cercanas.

Tabla 2. Valores de las áreas de los cuerpos hídricos bajo condiciones neutras del clima con base de la composición RGB, índice NDWI y error relativo de las áreas definidas por el índice NDWI *versus* imagen PlanetScope.

Cuerpos hídricos	Área (km ²)		Error relativo (%)
	Medio de la composición RGB	NDWI	
Ciénaga El Caracolí	0.56	0.65	0.88
Charco el Baradero	0.48	0.45	0.05
Ciénaga Zapal	2.39	2.76	0.05
Ciénaga de Momil	3.21	3.48	0.08

Cuerpos hídricos	Área (km ²)		Error relativo (%)
	Medio de la composición RGB	NDWI	
Conjunto cenagoso	4.1	3.91	0.41

Como se puede ver de los resultados obtenidos, los valores de las áreas de los espejos del agua de los cuerpos hídricos en las condiciones neutras del clima son cercanos, definidos tanto por medio de la composición RGB como a través del índice NDWI. El error relativo entre las áreas (medio NDWI) de las imágenes Landsat y la imagen PlanetScope para todos los cuerpos cenagosos no supera el 0.88 %. Este valor indica que a partir del cambio del 0.88 %, tanto positivo como negativo, en las áreas de cuerpos cenagosos se consideran significativos para evaluar la respuesta hidrológica al evento ENSO.

Posteriormente se obtuvieron las áreas de los espejos del agua de los cuerpos hídricos bajo la influencia de los fenómenos de El Niño y La Niña de diferentes intensidades. En dicha interpretación, a través del uso del índice NDWI se utilizaron 57 imágenes. Estos valores, por su parte, se transformaron al cambio porcentual del área con relación al área del cuerpo hídrico bajo las condiciones neutras del clima y se construyeron versus los valores correspondientes del índice MEI. Cabe resaltar que en ninguno de los casos dichos cambios fueron menores que el error de definición de las áreas, lo que indica que todos los cambios obtenidos se pueden considerar como significativos.

En la Figura 5, Figura 6, Figura 7, Figura 8 y Figura 9 se presentan los resultados obtenidos de manera gráfica, que constan de la gráfica de sensibilidad de cuerpos hídricos por el evento ENSO y de los tres esquemas consecutivos, donde se pueden apreciar visualmente las dinámicas de contracción y expansión de los cuerpos cenagosos bajo los efectos del fenómeno ENSO de intensidades más altas registradas según las imágenes satelitales consultadas. Los valores de los coeficientes de correlación con sus respectivas ecuaciones de regresión se presentan en la Tabla 3. La significancia de los valores de los coeficientes de correlación se demostró a través del criterio de Fischer con el nivel de significancia del 5 %.

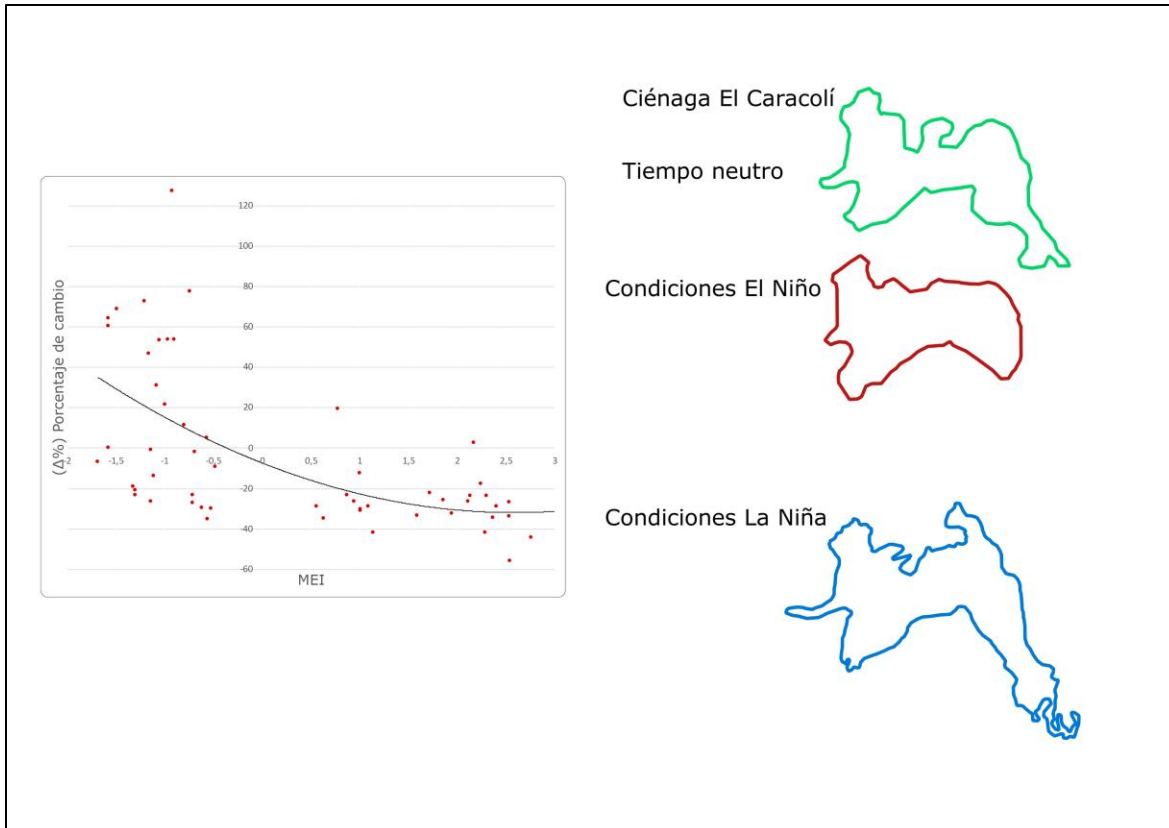


Figura 5. Gráfica de sensibilidad de ciénaga Caracolí por el evento ENSO, y los esquemas de las dinámicas de contracción y expansión de la ciénaga bajo los efectos del fenómeno ENSO de intensidades más altas registradas según las imágenes satelitales consultadas.

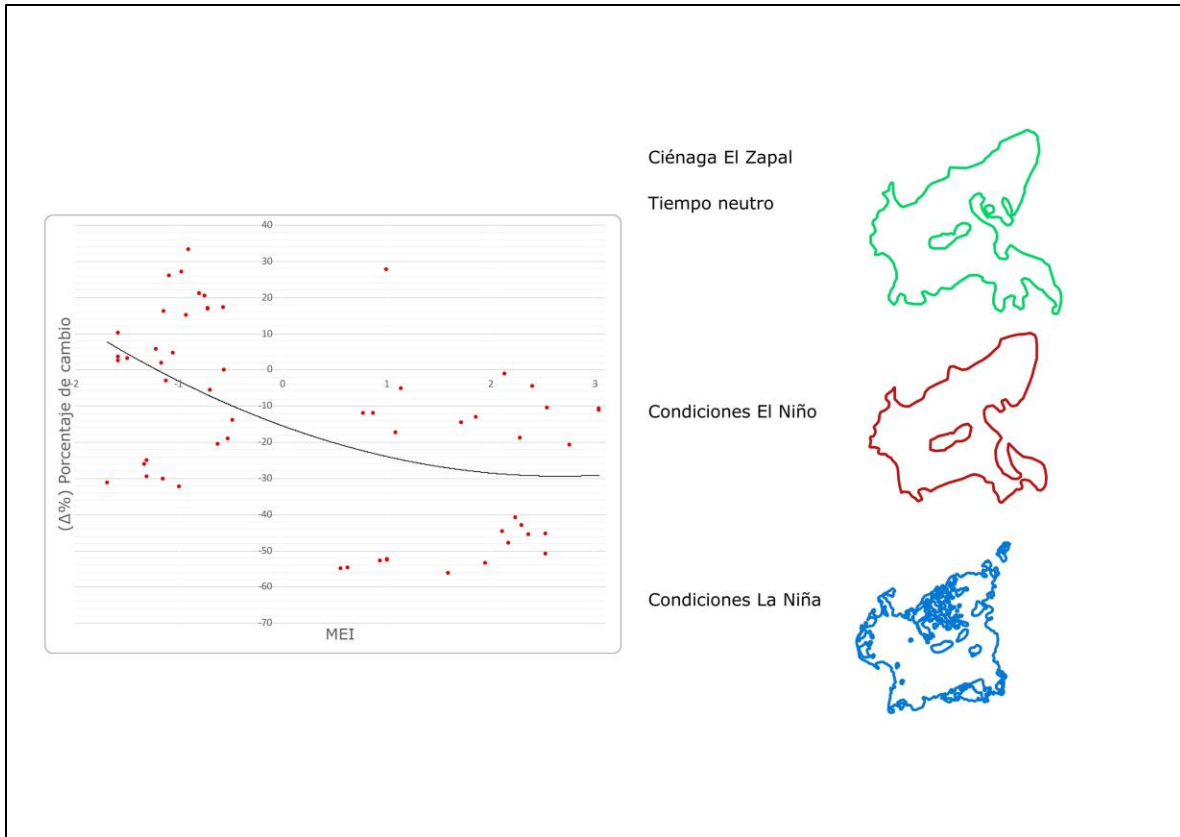


Figura 6. Gráfica de sensibilidad de la ciénaga El Zapal por el evento ENSO, y los esquemas de las dinámicas de contracción y expansión de la ciénaga bajo los efectos del fenómeno ENSO de intensidades más altas registradas según las imágenes satelitales consultadas.

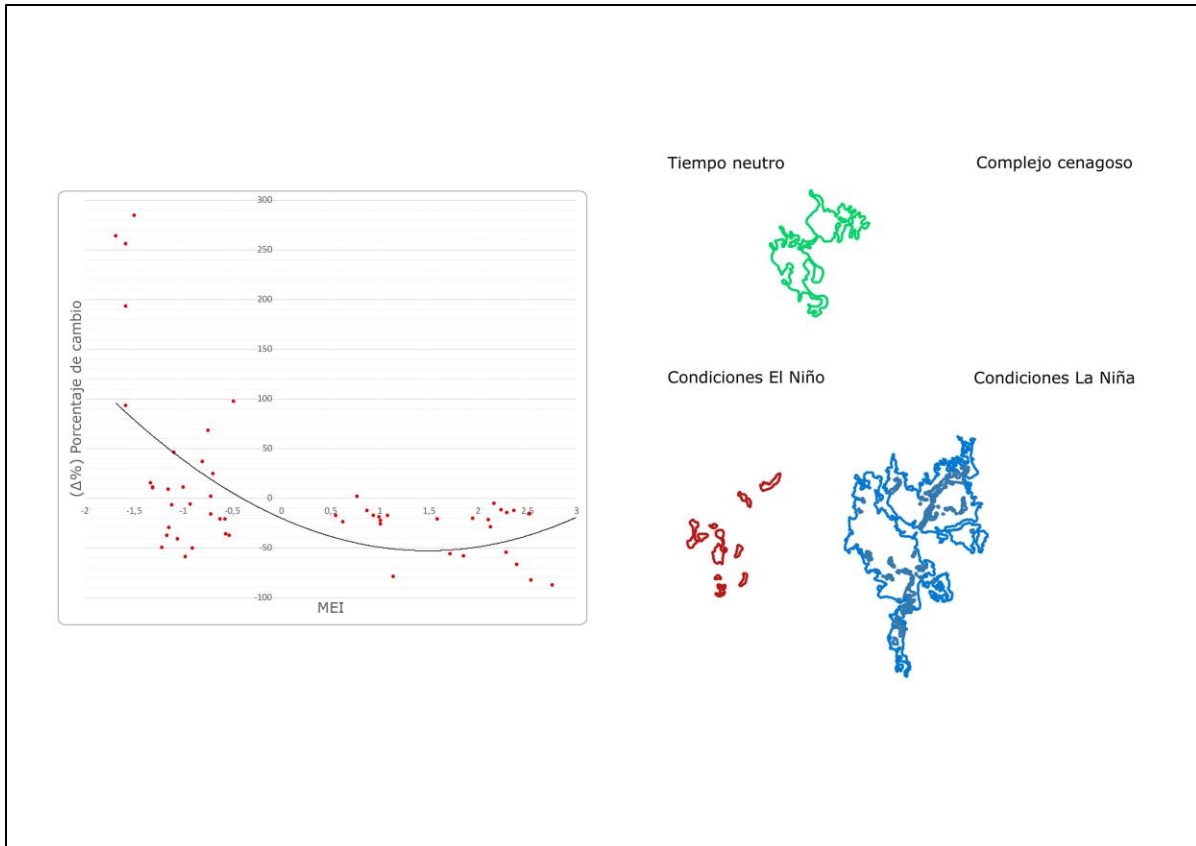


Figura 7. Gráfica de sensibilidad de cuerpos hídricos por el evento ENSO, y los esquemas de las dinámicas de contracción y expansión de los cuerpos cenagosos bajo los efectos del fenómeno ENSO de intensidades más altas registradas según las imágenes satelitales consultadas.

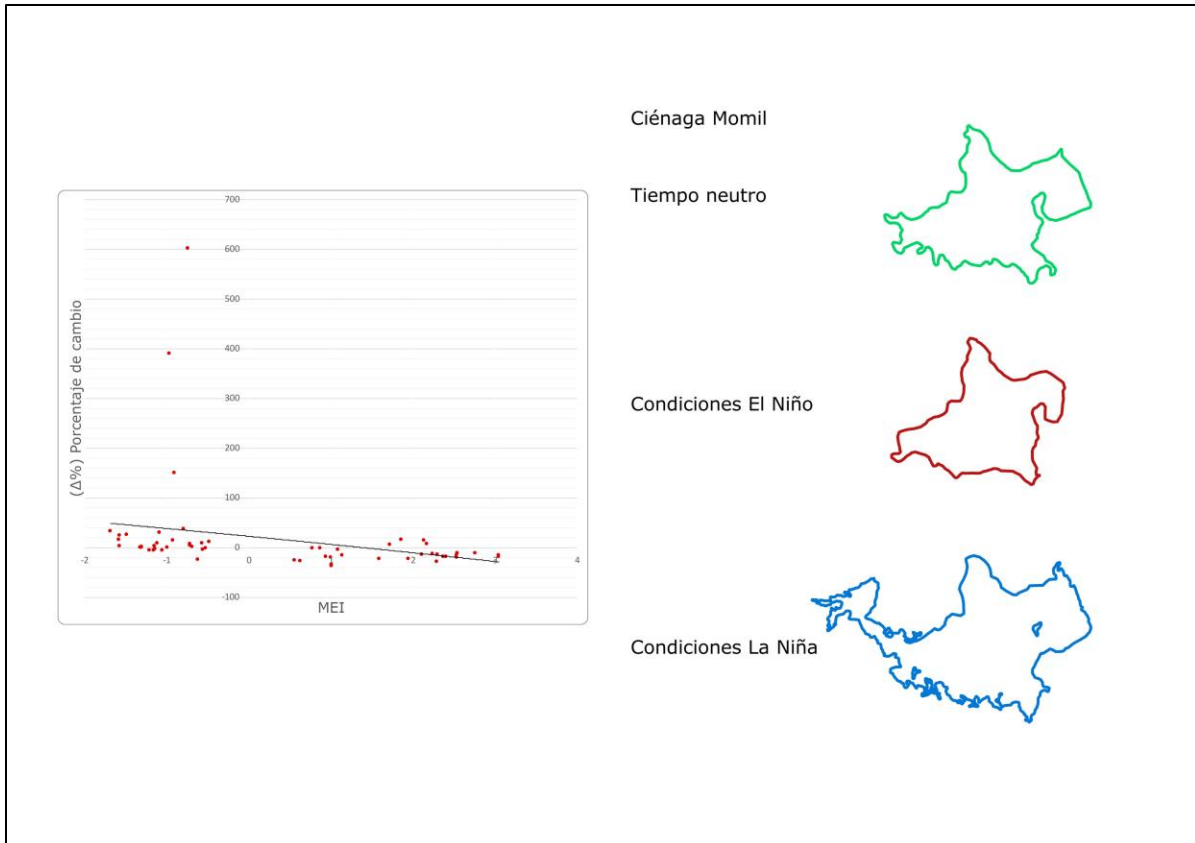


Figura 8. Gráfica de sensibilidad de la ciénaga de Momil por el evento ENSO, y los esquemas de las dinámicas de contracción y expansión de la ciénaga bajo los efectos del fenómeno ENSO de intensidades más altas registradas según las imágenes satelitales consultadas.

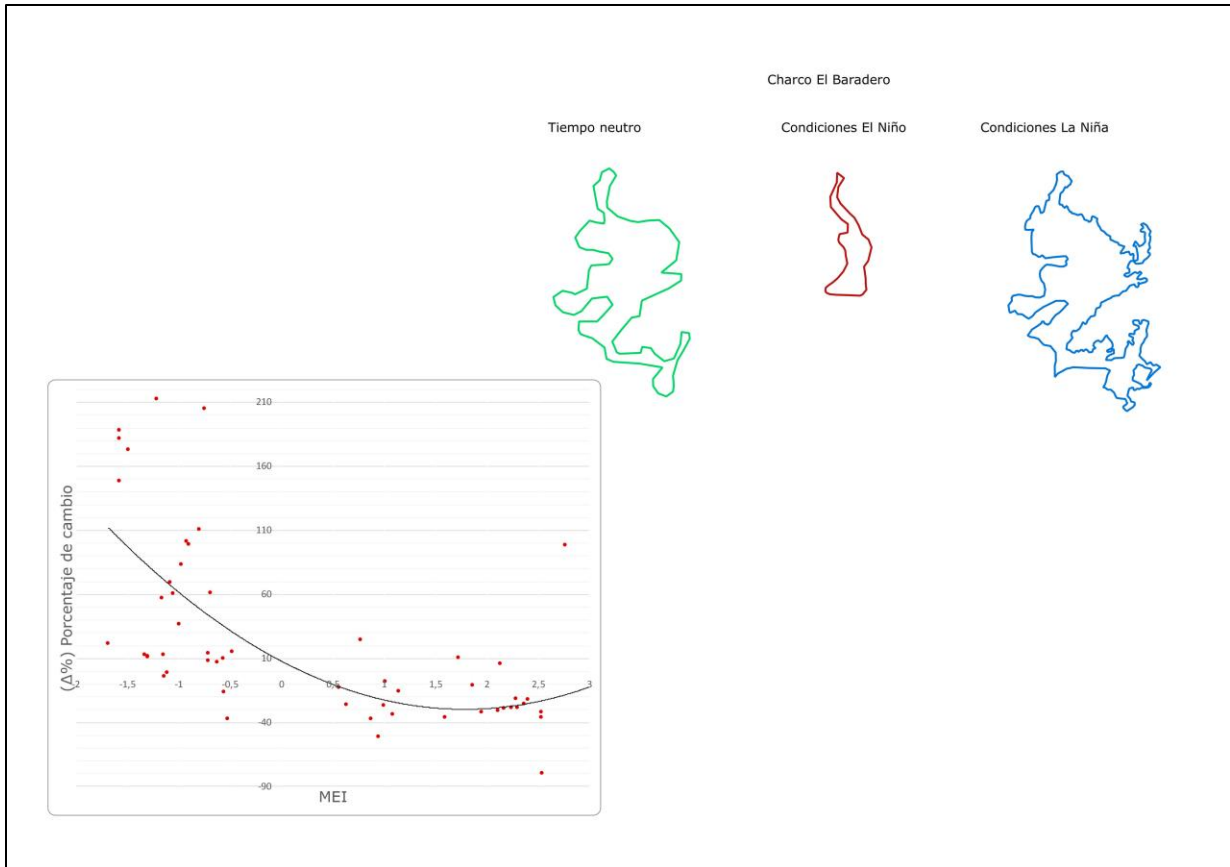


Figura 9. Gráfica de sensibilidad del charco el Baradero por el evento ENSO, y los esquemas de las dinámicas de contracción y expansión de los cuerpos cenagosos bajo los efectos del fenómeno ENSO de intensidades más altas registradas según las imágenes satelitales consultadas.

Tabla 3. Valores de los coeficientes de correlación de la respuesta de contracción y expansión de cuerpos hídricos *versus* el índice MEI.

Cuerpo léntico	Valor de cte. de correlación	Ecuación de regresión
Ciénaga El Caracolí	$R = 0.61$	$\Delta_{\%} = 3.672 \times MEI^2 - 18.965 \times MEI - 7.3706$
Ciénaga Zapal	$R = 0.51$	$\Delta_{\%} = 1.9612 \times MEI^2 - 10.445 \times MEI - 15.457$
Complejo cenagoso	$R = 0.61$	$\Delta_{\%} = 14.779 \times MEI^2 - 43.972 \times MEI - 20.301$
Ciénaga Momil	$R = 0.26$	$\Delta_{\%} = -0.2995 \times MEI^2 - 15.981 \times MEI + 22.392$
Charco el Baradero	$R = 0.68$	$\Delta_{\%} = 11.785 \times MEI^2 - 42.023 \times MEI + 7.7886$

Discusión

Los cuerpos cenagosos del departamento de Córdoba resultan ser sensibles ante el fenómeno ENSO y el régimen interanual hidrológico. Las

áreas de éstos cambian en un promedio de 32 % para el fenómeno de La Niña y en un 25.5 % para El Niño. En la zona de estudio, la presencia de la fase cálida del fenómeno ENSO (El Niño) se refleja en una disminución de precipitaciones y, por consiguiente, en la contracción de los cuerpos cenagosos; mientras que el fenómeno frío del ENSO (La Niña) se refleja en un incremento de precipitaciones y en una ampliación de los límites de los cuerpos hídricos.

El hecho de que los valores del coeficiente de correlación entre el ENSO y el porcentaje del cambio en las áreas de los cuerpos hídricos defieran de uno indica que existen otros factores climáticos forzantes que pueden influir al régimen interanual de los sistemas lagunares. Entre ellos, el paso de la Zona de Confluencia Intertropical (ZCIT), el fenómeno de la oscilación cuasi bienal y la del Atlántico del Norte. Asimismo, algunas características propias de sistemas lagunares modifican la respuesta hidrológica de cuerpos hídricos ante los eventos climáticos. Entre estas características se pueden mencionar la conectividad hidráulica de los sistemas lagunares que sirve como elemento regulador de la escorrentía superficial; los canales de irrigación y la represa Urrá, localizada aguas debajo de la zona del estudio, que modifican el régimen hídrico natural; conexión con aguas subterránea; proceso de evaporación desde la superficie del agua que depende directamente del área del espejo del agua y del régimen de temperaturas, entre otros.

Como consecuencia de esta compleja interacción entre diferentes variables, la mayoría de las relaciones construidas entre el fenómeno ENSO, y las dinámicas de contracción y expansión de los cuerpos hídricos

no son lineales (casos de la ciénaga Caracolí, complejo cenagoso y el charco Baradero), y donde el coeficiente de correlación entre el índice MEI y el cambio porcentual de las áreas de los cuerpos cenagosos varía en un rango de 0.61 a 0.68. Ello indica que las fluctuaciones de estos complejos cenagosos dependen de 61 a 68 % de las fases positivas o negativas del evento ENSO. La relación no lineal indica que a un cambio en el valor del índice MEI corresponderá un cambio cuadrático, no proporcional, en las fluctuaciones de contracción y expansión de los sistemas lagunares.

Otros dos cuerpos hídricos (ciénagas Momil y Zapal) presentaron correlaciones lineales con el índice MEI de 0.26 a 0.51, respectivamente. En la Figura 6 y Figura 8 se presentan unos puntos que se alejan significativamente de los demás datos, indicando que en algunas épocas aparecen algunos factores que tendrán un peso más significativo que el del ENSO en las dinámicas de contracción y expansión hídricas. A pesar de que estos puntos se pueden considerar como anómalos estadísticamente, se consideró no eliminarlos, porque la variabilidad hidrológica interanual se debe a un abanico de los factores diferentes del ENSO que interfieren a la correlación entre las dinámicas hídricas y el fenómeno macro climático estudiado. Más bien, los resultados demuestran la complejidad y no linealidad de las interrelaciones de los procesos naturales y antrópicos en la zona del estudio.

Los sistemas lagunares pueden cambiar su área en más del 80 % en las intensidades más altas (superiores al 1.5 del valor del índice MEI) del fenómeno de La Niña y en cerca del 26 % para el fenómeno de El Niño. Los porcentajes presentados indican que un cuerpo hídrico puede

presentar una fluctuación muy importante en su tamaño lineal, cumpliendo la función ecológica de la regulación de la escorrentía superficial y de otros ciclos naturales, pero también condicionando las actividades humanas que dependen de la disponibilidad del agua en los sistemas lagunares.

Para definir la línea base de los cuerpos hídricos se utilizaron 28 imágenes de satélite en las fechas con el índice MEI que indica la ausencia del evento ENSO. Se obtuvo que la diferencia porcentual entre las áreas en todos los casos no supera un 9 %, en comparación con su valor promedio. Este hecho demuestra la importancia de la influencia del evento ENSO en las dinámicas de contracción y expansión de los sistemas hídricos de la depresión momposina colombiana.

Los resultados de expansión y contracción de los cuerpos cenagosos obtenidos en el presente estudio dan orientaciones frente a los elementos que deben ser tomados en cuenta para definir las zonas de amortiguación hídrica y conservación que sustentan función ecológica (Smith *et al.*, 2010) y ambiental (Salazar, 2008), previniendo los procesos de salinización de tierras por intervención humana presentes en la zona (Restrepo *et al.*, 2018), y logrando equilibrio ecosistémico. Asimismo, permiten evaluar zonas de conflicto entre las actividades humanas y la función ecológica de los sistemas cenagosos en regular la escorrentía superficial del río Magdalena (Jaramillo *et al.*, 2018).

Teniendo en cuenta que la metodología desarrollada permite evaluar la contracción y expansión de los espejos del agua de sistemas

cenagosos bajo el fenómeno ENSO, que en cerca del 60 % define la variabilidad interanual hidrológica de sistemas cenagosos, puede servir de instrumento para la zonificación ambiental (Tengberg, Gustafsson, Samuelson, & Weyler, 2021) del territorio bajo variables hidrológicas que sirve para los proyectos de ordenamiento territorial de las regiones donde las actividades socioeconómicas se sustentan en la disponibilidad y variabilidad de los sistemas hídricos lénticos. Se propone que el agua se considere como el eje transversal de sostenibilidad ambiental y del desarrollo económico, articulando temas de seguridad alimentaria, acción climática, y conservación y restauración de servicios ecosistémicos, así como consumo y producción sostenible de los productos derivados del uso del recurso hídrico. Esta gestión sostenible del agua se logra no solo integrando la parte técnica del monitoreo a través de las herramientas de teledetección (Vargas, Willemen, & Hein, 2019), sino a través de unos modelos de gestión sostenible del agua multiparámetro que incluyen diferentes variables de origen ambiental, tecnológico, político y participación ciudadana (Cansino-Loeza & Ponce-Ortega, 2021). En tal orden de ideas, este estudio aporta a la dimensión técnica en los proyectos de gestión del recurso hídrico.

La metodología se desarrolló para las zonas con pendientes planas, donde el efecto de los sistemas cenagosos al fenómeno ENSO se refleja en los cambios de sus áreas y debe ser corroborada en otras zonas del país con características topográficas similares (p. ej., la región de Orinoquía) (Hamilton, Sippel, & Melack, 2004). Dichos estudios podrían dar respuesta a la incertidumbre que se tiene actualmente en Colombia

frente al efecto que produce el fenómeno ENSO a los sistemas hídricos lénticos, porque el impacto de dicho fenómeno sobre cuerpos hídricos lóticos es ampliamente conocido.

Siguiendo la lógica de investigación, existe la necesidad de desarrollar una metodología capaz de evaluar la sensibilidad de cuerpos hídricos lénticos ubicados en las zonas topográficamente complejas al fenómeno ENSO, porque su impacto debe ser reflejado en el cambio de profundidad del agua y es donde la integración de estudios climáticos y las herramientas de teledetección juegan un papel fundamental (Condom *et al.*, 2020).

El presente estudio demostró que la integración de los estudios climáticos con las herramientas de teledetección posibilita conocer relaciones entre los eventos climáticos y las dinámicas hídricas de cuerpos lénticos que hasta el momento no han sido conocidas, e integrar estos resultados a los modelos de planeación ambiental del territorio.

Conclusiones

De los resultados obtenidos se pueden realizar siguientes conclusiones:

- Las dinámicas de contracción y expansión de cuerpos hídricos responden al fenómeno ENSO.
- Existe un patrón en la respuesta cuando a la fase cálida del evento corresponde la contracción y a la fase fría la expansión del límite hidrográfico. En promedio, en los episodios fríos del evento (La Niña), los cuerpos hídricos expanden su tamaño lineal en un 32 %; mientras que en los episodios cálidos del ENSO (El Niño), los cuerpos se contraen en un 25.5 %.
- En algunos episodios del evento de La Niña de gran intensidad (el valor del índice MEI está por debajo de -1.5), el límite del charco el Baradero y del complejo cenagoso se expande en más del 80 %, demostrando una alta sensibilidad del régimen hídrico a este fenómeno climático.
- La respuesta al fenómeno de El Niño es más amortiguada y a la manifestación del evento con los valores del índice MEI encima del valor de 1.5 corresponde el valor máximo de expansión del área del 56 % de la ciénaga el Zapal. Los demás cuerpos hídricos analizados disminuyen su área en un 26 % en promedio.
- En los periodos neutros del fenómeno ENSO, la variación de los espejos del agua no supera más del 9 %, lo cual indica la importancia del evento macro climático en las dinámicas hídricas en la zona del estudio.
- Las salidas gráficas del análisis correlativo entre la contracción y expansión de cuerpos hídricos indican que hay otros factores que inciden y condicionan las dinámicas hídricas, y que deben ser objeto de un estudio independiente.

- Se demostró que la metodología desarrollada puede ser aplicada para los estudios de contracción y expansión de cuerpos cenagosos bajo el efecto del fenómeno ENSO en zonas topográficamente planas, donde la respuesta de los sistemas lagunares al evento macro climático se refleja en el cambio de las áreas de los espejos del agua.
- El estudio realizado demostró que en la región se presenta un conflicto ambiental por la ocupación antrópica de la zona de amortiguación de aguas altas del río Magdalena por los sistemas cenagosos, produciendo un desmejoramiento de la calidad de aguas y proceso de salinización, así como la afectación de los servicios ecosistémicos de provisión y regulación hídrica.

Agradecimientos

Los autores agradecen la Vicerrectoría de Investigaciones de la Universidad Militar Nueva Granada por financiar la investigación bajo el número del Proyecto ING-INV-2625.

Referencias

- Acharya, T., Subedi, A., & Lee, D. (2018). Evaluation of water indices for surface water extraction in a Landsat 8 scene of Nepal. *Sensors*, 18(8), 2580. Recuperado de <https://doi.org/10.3390/s18082580>
- Amador, J. (2016). *La Ciénaga Grande y los complejos lagunares*. Bucaramanga, Colombia: Universidad Autónoma de Bucaramanga.

- Arango, C., Dorado, J., Guzmán, D., & Ruíz, J. F. (5 de marzo, 2021). *Variabilidad climática de la precipitación en Colombia asociada al ciclo El Niño, La Niña-Oscilación del Sur (ENSO)*. Recuperado de <http://www.ideam.gov.co/documents/21021/21789/Variabilidad+Climatica+Trimestral+Precipitacion+%28Ruiz%2C+Guzman%2C+Arango%2C+Dorado%29.pdf/eec9752d-05ac-43f5-913c-4a3c7adc7860>
- Bothale, R. V., & Katpatal, Y. B. (2014). Response of rainfall and vegetation to ENSO events during 2001-2011 in Upper Wardha watershed, Maharashtra, India. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19(3), 583-592. Recuperado de [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000825](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000825)
- Cansino-Loeza, B., & Ponce-Ortega, J. M. (2021). Sustainable assessment of water-energy-food nexus at regional level through a multi-stakeholder optimization approach. *Journal of Cleaner Production*, 290, 125-194. DOI:10.1016/j.jclepro.2020.125194
- Carvajal A. (2009). Caracterización físico-biótica del Litoral del departamento de Córdoba. Cartagena de Indias, Colombia: Dirección General de Marítima (DIMAR)-Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrológicas.
- Castro, L., & Carvajal-Escobar, Y. (2010). Análisis de tendencia y homogeneidad de series climatológicas. *Ingeniería en Recursos Naturales y del Ambiente*, (9), 15-25.

- Chuvieco, E. (1995). *Fundamentos de teledetección espacial*. Madrid, España: Ediciones Rialp, S.A.
- Condom, T., Martínez, R., Pabón, J. D., Costa, F., Pineda, L., Nieto, J. J., ... & Villacis, M. (2020). Climatological and hydrological observations for the South American Andes: In situ stations, satellite, and reanalysis data sets. *Frontiers in Earth Science*, 8(92), DOI: 10.3389/feart.2020.00092
- Corral, Y., Corral, I., & Franco-Corral, A. (2015). Procedimientos de Muestreo. *Revista Ciencias de la Educación*, (46), 151-167.
- Correa, I. D., & Pereira, C. I. (2019). The historical, geomorphological evolution of the Colombian littoral zones (Eighteenth Century to Present). In: *Frontiers in Earth Sciences* (pp. 957-981). Medellín, Antioquia, Colombia: Universidad EAFIT.
- Dulanya, Z., Reed, J. M., & Trauth, M. H. (2013). Mapping changing shorelines in the Malombe and Chiuta lakes of Malawi - environmental effects of recent climatic variations. *Catana*, 104, 111-119. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.10.016>
- Fernandez-Maestre, R., Johnson-Restrepo, B., & Olivero-Verbel, J. (2018). Heavy metals in sediments and fish in the Caribbean Coasts of Colombia: Assessing the environmental risk. *International Journal of environmental research*, 12, 289-301. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s41742-018-0091-1>

- Franco, R. (2017). *Composiciones Landsat en ARCGIS. Guía Básica*. Bogotá, Colombia: MIXDYR.
- Hamilton, S. K., Sippel, S. J., & Melack, J. M. (2004). Seasonal inundation patterns in two large savanna floodplains of South America: The llanos de Moxos (Bolivia) and the Llanos del Orinoco (Venezuela and Colombia). *Hydrological Processes*, 11(18), 2103-2116. DOI: 10.1002/hyp.5559
- IDEAM, Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. (2019). *Estudio Nacional del Agua*. Bogotá, DC, Colombia: Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales.
- IDEAM, Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. (2010). *Leyenda Nacional de Coberturas de la Tierra. Metodología CORINE Land cover adaptada para Colombia Escala 1:100.000*. Bogotá, DC, Colombia: Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales.
- Jaramillo, F., Brown, I., Castellazzi, P., Espinosa, L., Guittard, A., Hong, S.-H., ..., & Wdowincki, S. (2018). Assessment of hydrologic connectivity in an ungauged wetland with InSAR. *Environmental Research Letters*, 13(2), 024003.
- Jin, D., Cai, J., & Tang, W. (2015). Interannual variations of regional summer precipitation in mainland China and their possible relationships with different teleconnections in the past five decades. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 92(2), 265-283. Recuperado de <https://doi.org/10.2151/jmsj.2015-015>

- Lubis, S. W., Matthes, K., Omrani, N.-E., Harnik, N., & Wahl, S. (2016). Influence of the quasi-biennial oscillation and sea surface temperature variability on downward wave coupling in the northern hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(5), 1943-1965. Recuperado de <https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0072.1>
- Mariano, E., Carolina, V., & Miranda-Leandro, A. (2018). Influences of ENSO and PDO phenomena on the local climate variability can drive extreme temperature and dot condition in a Pampean shallow lake affecting fish communities. *Environmental Biology of Fishes*, 101(4), 1-14.
- Martínez-Mena, M. G. (2017). Detección de Cambios en Reservorios Acuíferos basados en el Índice Espectral de Sequía. Madrid, España: Universidad Politécnica de Madrid, Escuela Técnica Superior de Ingeniería de Sistemas Informáticos.
- McFeeters, S. K. (1996). The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *International Journal of Remote Sensing*, 17(7), 1425-1432.
- Murgulet, D., Valeriu, M., Tissot, P., & Mestas-Nuñez, A. M. (2017). Relationships between sea surface temperature anomalies in the Pacific and Atlantic Oceans and South Texas precipitation and streamflow variability. *Journal of Hydrology*, (550), 726-739. DOI:10.1016/j.jhydrol.2017.05.041
- Ndehedehe, C. E., Awange, J. L., Kuhn, M., Agutu, N. O., & Fukuda, Y. (2017). Climate teleconnections influence on West Africa's

- terrestrial water storage. *Hydrological Processes*, 18(31), 3206-3224. Recuperado de <https://doi.org/10.1002/hyp.11237>
- Nergui, T., Evans, R. D., & Chung, S. H. (2016). Relationships between the El Niño-Southern Oscillation, precipitation, and nitrogen wet deposition rates in the contiguous United States. *Global Biogeochemical Cycles*, 30(11), 1712-1724. Recuperado de <https://doi.org/10.1002/2016GB005439>
- Okonkwo, C., & Demoz, B. (2014). The relationship between El Niño Southern Oscillations and cereal production in Sahel. *Environmental Hazards*, 13(4), 343-357. Recuperado de <https://doi.org/10.1080/17477891.2014.940826>
- OMM, Organización Meteorológica Mundial. (2011). *Guía de prácticas hidrológicas N168*. Ginebra, Suiza: Organización Meteorológica Mundial.
- Pérez-Rendón, E. P., Ramírez-Builes, V. H., & Peña-Quiñones, A. J. (2016). Variabilidad espacial y temporal de la temperatura del aire en la zona cafetera. *Investigaciones Geográficas*, (89), 23-40. Recuperado de <https://doi.org/10.14350/rig.38707>
- Poveda, G., Álvarez, D. M., & Rueda, O. A. (2011). Hydro-climatic variability over the Andes of Colombia associated with ENSO: A review of climatic processes and their impact on one of the Earth's most important biodiversity hotspots. *Climate Dynamics*, 36(11-12), 2233-2249. DOI: 10.1007/s00382-010-0931-y

- Poveda, G., Vélez, J., Mesa, Ó., Hoyos, C., Mejía, F., Barco, O., & Correa, P. (2002). Influencia de fenómenos macroclimáticos sobre el ciclo anual de la hidrología colombiana: cuantificación lineal, no lineal y percentiles probabilísticos. *Meteorología Colombiana*, (6), 121-130.
- Ramírez, A. (2007). *Manual de estadística aplicado a las ciencias de la educación*. Bogotá, DC, Colombia: Javegraf.
- Restrepo, J. C., Shorokkte, K., Traini, C., Barholomae, A., Ospino, S., Ortiz, J. C., ..., & Orejarena, A. (2018). Estuarine and sediment dynamics in a microtidal tropical estuary of high fluvial discharge: Magdalena River (Colombia, South America). *Marine Geology*, 398, 86-98. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.12.008>
- Rivillas-Ospina, G., Maza-Chamorro, M. A., Restrepo, S., Lithgow, D., Silva, R., Sisa, A., ..., & Rudas, D. (2020). Alternatives for recovering the ecosystem services and resilience of the Salamanca Island Natural Park, Colombia. *Water (Switzerland)*, 15(2), 1513. Recuperado de <https://doi.org/10.3390/w12051513>
- Salas-Parra, H. D., Poveda-Jaramillo, G., & Mesa-Sánchez, Ó. (2020). Generalized synchronization between ENSO and hydrological variables in Colombia: A recurrence quantification approach. *Frontiers in Applied Mathematics and Statistics*, 6(3), 1-15. DOI: 10.3389/fams.2020.00003

- Salazar, I. (2008). *Documentos de trabajo sobre economía regional: la economía de la Ciénaga Grande del Bajo Sinú: lugar encantado de las aguas*. Cartagena, Colombia: Banco de la República.
- Smith, M. W., Herfort, L., Tyrol, K., Suciu, D., Campbell, V., Crump, B. C., ..., & Baptista, A. M. (2010). Seasonal changes in bacterial and archaeal gene expression patterns across salinity gradients in the Columbia River coastal margin. *PLoS ONE*, 5(10), e13312. Recuperado de <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0013312>
- Tengberg, A., Gustafsson, M., Samuelson, L., & Weyler, E. (2021). Knowledge production for resilient landscapes: Experiences from multi-stakeholder dialogues on water, food, forest, and landscapes. *Forest*, 12(1), 1-17. Recuperado de <https://doi.org/10.3390/f12010001>
- Tremblay, L., Larocque, M., Anctil, F., & Rivard, C. (2011). Teleconnections and interannual variability in Canadian groundwater levels. *Journal of Hydrology*, 410(3-4), 178-188. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.09.013>
- Vargas, L., Willemen, L., & Hein, L. (2019). Assessing the capacity of ecosystems to supply ecosystem services using remote sensing and an ecosystem accounting approach. *Environmental Management*, 63(1), 1-16. Recuperado de <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0013312>
- Wang, H., & Asefa, T. (2017). Impact of different type of ENSO conditions in seasonal precipitation and streamflow in the Southeastern United

States. *International Journal of Climatology*, 38(3). DOI:
10.1002/joc.5257

Zhou, Y., Zhao, H., Hao, H., & Wang, C. (2018). A new multi-spectral threshold normalized difference water index (MST-NDWI) water extraction method - A case study in Yanhe watershed. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Sciences*, 42(3), 2557-2563. DOI: 10.5194/isprs-archives-XLII-3-2557-2018

DOI: 10.24850/j-tyca-2022-02-06

Artículos

**Análisis de frecuencias de crecientes basado en una
distribución GVE mixta con límite superior en la Región
Hidrológica No. 10 (Sinaloa), México**

**Flood frequency analysis based on a mixed GEV
distribution with upper limit applied to the Hydrological
Region No. 10 (Sinaloa), Mexico**

Daniel Francisco Campos-Aranda¹

¹Profesor jubilado de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí, México, campos_aranda@hotmail.com

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

Resumen

El análisis de frecuencias de crecientes (AFC) procesa el registro disponible de gastos máximos anuales de un río para estimar predicciones asociadas con bajas probabilidades de excedencia, cuyo recíproco es el

periodo de retorno (Tr) en años. Estas predicciones son las *crecientes de diseño*, con las cuales se planean, diseñan y revisan hidrológicamente todas las obras hidráulicas, como embalses, diques protectores, rectificación de cauces, puentes y obras de drenaje urbano. En este trabajo se describe y aplica un método novedoso del AFC, que incorpora información hidrométrica adicional en una distribución General de Valores Extremos (GVE) mixta; tal procedimiento está orientado a definir con exactitud la creciente de $Tr = 1\ 000$ años. Inicialmente se procesa la información de gasto medio anual y de gasto máximo anual de todas las estaciones hidrométricas que integran la región homogénea bajo estudio. Lo anterior, con el enfoque de las curvas envolventes y teniendo como objetivo definir una curva envolvente cuya probabilidad de excedencia sea nula, por lo cual define el gasto máximo extremo al que se aproxima como asíntota la parte superior de la GVE mixta, la cual evita un incremento irreal de las predicciones. Posteriormente, con base en cada registro de crecientes, se generan secuencias sintéticas de 1 500 valores y se escoge una con similitud con los datos disponibles y más de diez crecientes de $Tr > 150$ años. A tal secuencia sintética se le ajusta una distribución GVE, con los métodos de momentos L y LH, para seleccionar la de menor error estándar de ajuste. Esta distribución forma la parte inferior de la GVE mixta hasta el punto de inflexión de $Tr = 500$ años. El método se aplicó a los siete registros de crecientes más amplios de la Región Hidrológica No. 10 (Sinaloa), México y con base en sus resultados se formularon las conclusiones, las cuales destacan sus ventajas y sugieren su aplicación para estimar predicciones de altos periodos de retorno ($100 \leq Tr \leq 1\ 000$

años) con mayor exactitud, al incorporar información hidrométrica regional.

Palabras clave: distribución GVE, momentos L, momentos LH, curvas envolventes, secuencias sintéticas, error estándar de ajuste, punto de inflexión, distribución GVE mixta.

Abstract

Flood Frequency Analysis (FFA) processes the available record of annual maximum flows of a river, to estimate predictions associated with low probabilities of exceedance, its reciprocal is the return period (Tr) in years. These predictions are the *design floods*, with which all hydraulic works are planned, designed, and reviewed hydrologically, such as reservoirs, protective embankments, channel rectifications, bridges and urban drainage works. In this work, a novel method of the FFA is described and applied, which incorporates additional hydrometric information in a mixed General Extreme Values (GEV) distribution; this procedure is aimed to accurately define the flood of $Tr = 1\ 000$ years. Initially, the information on average annual flow and annual maximum flow of all the hydrometric stations that make up the homogeneous region under study are processed. The above, with the approach of the enveloping curves and with the objective of defining an enveloping curve with zero probability of exceedance; whereby, defines the extreme maximum flow that is approached as asymptote by the upper part of the mixed GEV, which avoids an unreal increase in predictions. Lastly, based

on each record of floods, synthetic sequences of 1 500 values are generated and one with similarity to the available data and more than ten floods of $Tr > 150$ years is chosen. To such a synthetic sequence a GEV distribution is adjusted, with the methods of moments L and LH, to select the one with the lowest standard error of fit. This distribution forms the lower part of the mixed GEV, until the point of inflection of $Tr = 500$ years. The described method was applied to the seven largest flood records of the Hydrological Region No. 10 (Sinaloa), Mexico and based on its results, the Conclusions were formulated, which highlight its advantages and suggest its application to estimate predictions of high return periods ($100 \leq Tr \leq 1\,000$ years) more accurately, by incorporating regional hydrometric information.

Keywords: GEV distribution, L moments, LH moments, enveloping curves, synthetic sequences, standard error of fit, inflection point, mixed GEV distribution.

Recibido: 08/01/2020

Aceptado: 25/02/2021

Introducción

Generalidades

En todas las obras de infraestructura hidráulica de aprovechamiento o de protección contra las inundaciones, como embalses, diques, rectificaciones, canalizaciones, puentes y drenaje urbano, su dimensionamiento y seguridad hidrológica se realiza con base en las *crecientes de diseño* (CD). La estimación hidrológica más confiable de las CD se desarrolla a través del llamado *análisis de frecuencias de crecientes* (AFC), que es un procesamiento estadístico de los gastos máximos anuales registrados en el río o cauce, en el sitio seleccionado para la construcción de la obra hidráulica. Con el AFC se estiman las CD, que son gastos máximos en el río asociados con bajas probabilidades de excedencia, cuyo recíproco es el intervalo promedio de recurrencia o *periodo de retorno* (Tr) en años. Específicamente, para $Tr > 100$ años, sus estimaciones son bastante inciertas debido a la longitud limitada que tienen los registros de gasto máximo anual y al reducido número de crecientes extraordinarias que incluyen (Guse, Hofherr, & Merz, 2010a).

El AFC consta de los cuatro pasos siguientes: (1) verificación de la calidad estadística del registro disponible de crecientes; (2) selección de una *función de distribución de probabilidades* (FDP), o modelo probabilístico, con el cual se realizarán, en su cola derecha, las

extrapolaciones o predicciones; (3) adopción de un método de estimación de los parámetros de ajuste de la FDP, principalmente variaciones del método de momentos, de máxima verosimilitud o de los momentos L , y (4) contraste de las diversas FDP ajustadas y su método de estimación de parámetros para seleccionar la más conveniente a los datos disponibles. Esto último, por lo común se realiza a través de los errores estándar de ajuste y absoluto medio (Kite, 1977; Stedinger, Vogel, & Foufoula-Georgiou, 1993; Rao & Hamed, 2000; Meylan, Favre, & Musy, 2012; Stedinger, 2017).

El AFC tiene diversas debilidades intrínsecas, quizá la más importante sea la que acepta que el registro disponible de gastos máximos anuales sea representativo de las crecientes que ocurrirán en el futuro. Además, como ya se indicó, las series de gasto máximo anual por lo general son bastante cortas para extrapolar a T_r elevados. Esto último es exacerbado por los cambios físicos que ocurren en la cuenca y su cauce principal debido a la deforestación, y construcción de embalses y diques, así como al cambio climático global o regional (Merz & Blöschl, 2008).

Para reducir la incertidumbre de cada estimación de las CD se sugiere utilizar más información hidrométrica en el AFC. Tal información proviene de tres clases de grupos: (1) de causa-efecto; (2) temporal o de crecientes históricas, y (3) espacial o regional (Merz & Blöschl, 2008). La del primer grupo se refiere a un mejor entendimiento de los procesos de formación de las crecientes para volver más precisa su estimación. Por ejemplo, se sabe que los mecanismos de formación de las crecientes ordinarias son diferentes de los que originan las crecientes

extraordinarias; por ello son recomendadas las FDP mixtas, caso de la TCEV desarrollada por Rossi, Fiorentino y Versace (1984). Dentro del segundo grupo se tiene la expansión de los registros disponibles mediante la integración de las crecientes históricas como datos no sistemáticos (Francés, 1998; Botero & Francés, 2010). Por último, la regionalización de crecientes, definiendo áreas o regiones homogéneas, permite la integración de diversos registros en uno amplio, cuyas predicciones serán más exactas y además se pueden estimar CD en localidades sin aforos, ubicadas dentro de tal zona homogénea (Hosking & Wallis, 1997; Rahman, Haddad, & Eslamian, 2014; Ouarda, 2017).

Objetivo

Consistió en describir y aplicar un enfoque novedoso del AFC, el cual incorpora información regional para estimar Tr elevados, del orden de los mil años, con mayor exactitud. El método combina crecientes extraordinarias generadas por simulación aleatoria y una creciente máxima extrema, en una FDP mixta, con límite superior. El método desarrollado en Alemania por Guse *et al.* (2010a), se aplicó a siete registros amplios de la Región Hidrológica No. 10 (Sinaloa), México, con

modificaciones leves para exponer un AFC más simple. Con base en el análisis de los resultados se formulan las conclusiones del estudio.

Métodos y materiales

Planteamiento original

El enfoque de Guse *et al.* (2010a) incorpora información espacial adicional en el AFC, en la forma de gastos máximos y sus correspondientes Tr , así como un gasto máximo extremo (Q_{MAX}) en una FDP mixta, cuyo punto de inflexión corresponde con el Tr de 500 años. Los gastos máximos adicionales se obtienen con base en unas curvas envolventes regionales probabilísticas (PREC, según sus siglas en inglés), construidas con cada registro del grupo homogéneo que forman tales estaciones hidrométricas. El método original consta de dos pasos fundamentales: (1) integración de los gastos (Q_{PREC}) en los registros observados, en una FDP inferior, que muestra concavidad hacia arriba, y (2) definición a partir del punto de inflexión de una FDP mixta con límite superior en Q_{MAX} y, por lo tanto, con

concauidad hacia abajo. Las FDP utilizadas son la *general de valores extremos* (GVE) y los Q_{PREC} fueron generados en un proceso aleatorio con Tr que variaron de 150 a 1 500 años. Lógicamente, las nuevas series de crecientes obtenidas por simulación sintética deben mostrar similitud con el registro observado. En la Figura 1 se expone un esquema del método propuesto.

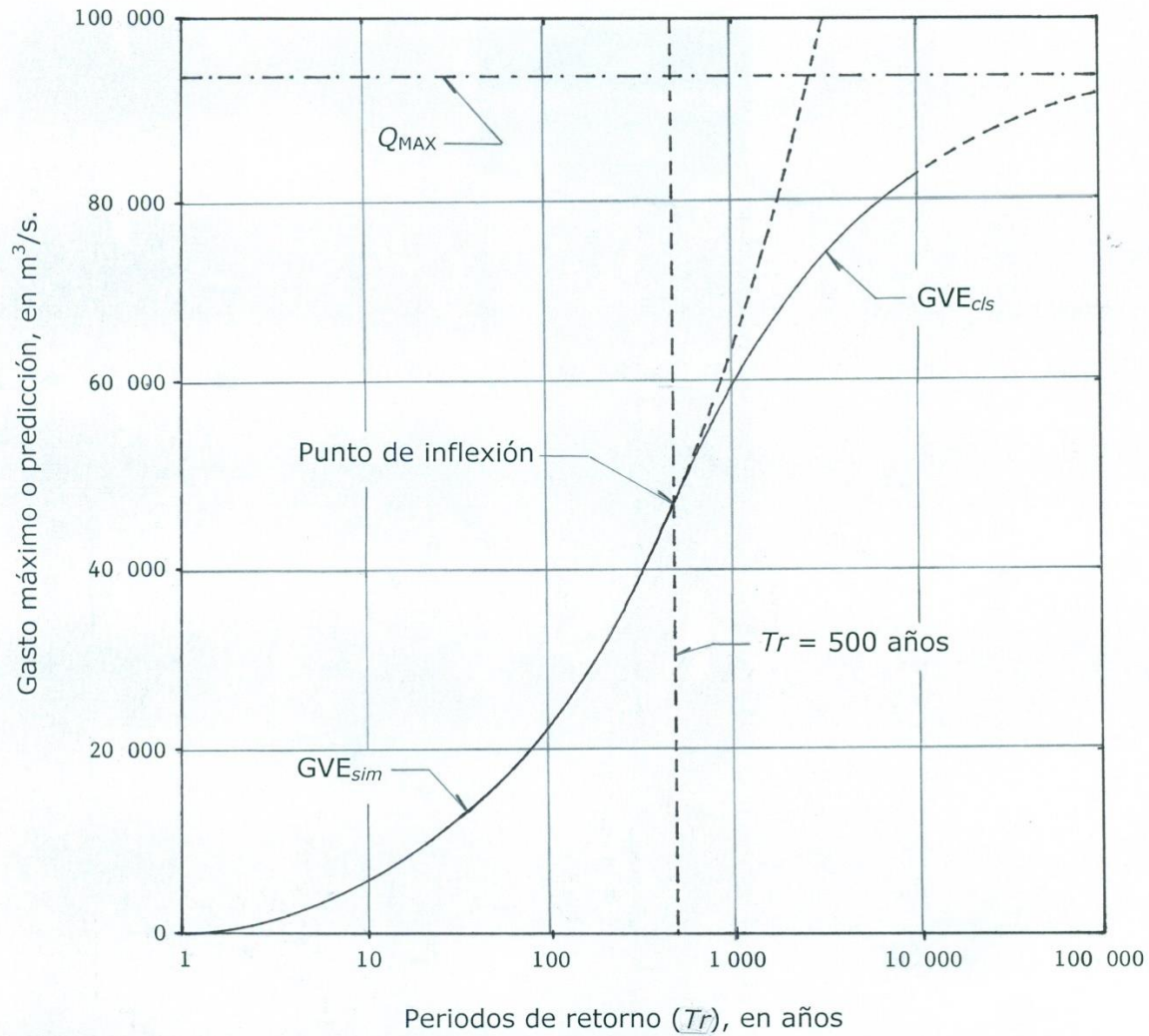


Figura 1. Esquema del método de AFC de la GVE mixta en papel semilogarítmico, con valores numéricos para la estación hidrométrica Huites de la Región Hidrológica No. 10 (Sinaloa), México.

Modificación adoptada

En el método original de Guse *et al.* (2010a), la selección e inclusión de los gastos Q_{PREC} en cada registro observado se realiza de manera aleatoria, generando 100 series sintéticas de 1 500 valores cada una, a partir de la distribución GVE ajustada a los datos históricos u observados (GVE_{obs}). En el procedimiento modificado también se generan series sintéticas de 1 500 gastos, pero sólo se escoge una serie y con ella se define la GVE mixta, según el procedimiento y restricciones de Guse *et al.* (2010a). La serie sintética adoptada contiene más de diez gastos máximos con $Tr > 150$ años y su ajuste se realiza con momentos L de orden mayor para darle más importancia a tales valores.

Ajuste con momentos L de la GVE

La teoría de valores extremos justifica y establece que los datos extremos siguen de manera asintótica alguno de los tres tipos de distribuciones denominadas: Gumbel, Fréchet y Weibull (Clarke, 1973; Stedinger *et al.*, 1993; Coles, 2001). Estos tres modelos probabilísticos se pueden

representar en uno solo, denominado distribución *general de valores extremos* (GVE), cuya aplicación ha sido recomendada ampliamente para modelar gastos máximos anuales (Q) y otros datos extremos (Hosking & Wallis, 1997; Papalexiou & Koutsoyiannis, 2013). La FDP de la GVE con una probabilidad de no excedencia [$F(Q) = p$] es:

$$F(Q) = \exp\left\{-\left[1 - \frac{k(Q-u)}{\alpha}\right]^{1/k}\right\} \text{ cuando } k \neq 0 \quad (1)$$

En la expresión anterior, u , a y k son los parámetros de ubicación, escala y forma de la distribución GVE. Cuando $k = 0$, se obtiene la distribución Gumbel, que es una línea recta en el papel de probabilidad Gumbel-Powell (Chow, 1964), por lo cual el intervalo de la variable es: $-\infty < Q < \infty$. Cuando $k > 0$, la distribución es Weibull, que es una curva con concavidad hacia abajo y límite superior, por lo cual: $-\infty < Q \leq u + a/k$. Finalmente, si $k < 0$, la distribución es Fréchet, que también es una curva, pero con concavidad hacia arriba y frontera inferior, por lo que $u + a/k \leq Q < \infty$. Las *predicciones* buscadas (Q_{Tr}) se obtienen con la solución inversa de la Ecuación (1):

$$Q_{Tr} = u + \frac{\alpha}{k} \{1 - [-\ln(p)]^k\} \text{ cuando } k \neq 0 \quad (2)$$

en la cual:

$$p = 1 - \frac{1}{Tr} \quad (3)$$

Por otra parte, para estimar los parámetros de ajuste de las FDP utilizadas en hidrología, el método de los momentos L es quizás el más simple y se ha convertido en uno de los procedimientos confiables. Lo anterior debido a que los momentos L, designados λ , son combinaciones lineales (Hosking & Wallis, 1997) de los momentos de probabilidad ponderada (β_r), que no son afectados de manera significativa por los valores dispersos (*outliers*) de la muestra. Los primeros tres momentos L de una *muestra* (l_1, l_2, l_3) y el cociente L de asimetría (t_3) se estiman a través del estimador insesgado (b_r) de los β_r , como sigue:

$$l_1 = b_0 \quad (4)$$

$$l_2 = 2 \cdot b_1 - b_0 \quad (5)$$

$$l_3 = 6 \cdot b_2 - 6 \cdot b_1 + b_0 \quad (6)$$

$$t_3 = \frac{l_3}{l_2} \quad (7)$$

El estimador insesgado de los β_r es (Hosking & Wallis, 1997):

$$b_r = \frac{1}{n} \sum_{j=r+1}^n \frac{(j-1)(j-2)\dots(j-r)}{(n-1)(n-2)\dots(n-r)} Q_j \quad (8)$$

donde $r = 0, 1, 2, \dots$, y Q_j son los datos de la muestra o registros de crecientes disponible de tamaño n , ordenados de menor a mayor ($Q_1 \leq Q_2 \leq \dots \leq Q_n$). Las ecuaciones siguientes permiten estimar los tres parámetros de ajuste de la GVE (Stedinger *et al.*, 1993; Hosking & Wallis, 1997; Rao & Hamed, 2000):

$$k \cong 7.8590 \cdot c + 2.9554 \cdot c^2 \quad (9)$$

siendo:

$$c = \frac{2}{3+t_3} - 0.63093 \quad (10)$$

$$\alpha = \frac{l_2 \cdot k}{(1-2^{-k}) \cdot \Gamma(1+k)} \quad (11)$$

$$u = l_1 - \frac{\alpha}{k} [1 - \Gamma(1+k)] \quad (12)$$

Para la estimación de la función Gamma $\Gamma(\omega)$ se utilizó la fórmula de Stirling (Davis, 1972):

$$\Gamma(\omega) \cong e^{-\omega} \cdot \omega^{\omega-\frac{1}{2}} \cdot (2\pi)^{1/2} \cdot F1 \quad (13)$$

siendo:

$$F1 = \left(1 + \frac{1}{12 \cdot \omega} + \frac{1}{288 \cdot \omega^2} - \frac{139}{51840 \cdot \omega^3} - \frac{571}{2488320 \cdot \omega^4} + \dots \right)$$

Ajuste con momentos LH de la GVE

Wang (1997b) propone los momentos L de orden mayor (λ^n), conocidos como "LH-moments" de *higher*, que significa orden superior, como una generalización de los momentos L que permiten una mejor caracterización de la cola derecha de la FDP y de los grandes eventos en los datos. Wang (Wang, 1997a; Wang, 1997b) desarrolló dos procedimientos para el ajuste de la distribución GVE con el método de los momentos LH; el primero es parecido al de los momentos L y es el siguiente:

$$c^\eta = \frac{(\eta+2) \cdot \beta_{\eta+1} - (\eta+1) \cdot \beta_\eta}{(\eta+3) \cdot \beta_{\eta+2} - (\eta+1) \cdot \beta_\eta} - \frac{\ln(\eta+2) - \ln(\eta+1)}{\ln(\eta+3) - \ln(\eta+1)} \quad (14)$$

$$k^\eta \cong a_1 \cdot c^\eta + a_2 \cdot (c^\eta)^2 \quad (15)$$

Los coeficientes a_1 y a_2 varían con el orden η de los momentos LH; tienen los valores de la Tabla 1, y son aplicables en el intervalo $-0.50 \leq k^\eta \leq 0.50$.

Tabla 1. Coeficientes a_1 y a_2 de la Ecuación (15) y error absoluto máximo (δ) del parámetro de forma k^η de la distribución GVE (Wang, 1997a).

η	a_1	a_2	$ \delta $
1	11.9082	2.7787	$3.4 \cdot 10^{-4}$
2	15.9316	2.7301	$1.8 \cdot 10^{-4}$
3	19.9455	2.7072	$1.1 \cdot 10^{-4}$
4	23.9546	2.6936	$7.7 \cdot 10^{-5}$

$$\alpha^\eta = \frac{k^\eta [(\eta+2) \beta_{\eta+1} - (\eta+1) \cdot \beta_\eta]}{\Gamma(1+k^\eta) \cdot [(\eta+1)^{-k^\eta} - (\eta+2)^{-k^\eta}]} \quad (16)$$

$$u^n = (\eta + 1) \cdot \beta_\eta - \frac{\alpha^n}{k^n} [1 - \Gamma(1 + k^n) \cdot (\eta + 1)^{-k^n}] \quad (17)$$

Los momentos de probabilidad ponderada β_1 a β_6 se calculan con la Ecuación (8) y las funciones Gamma con la Ecuación (13). Campos-Aranda (2016) expone la aplicación de los momentos LH en las crecientes observadas la Región Hidrológica No. 10 (Sinaloa), México.

Curvas envolventes empíricas

El gasto máximo extremo (Q_{MAX}) que será utilizado como límite superior de la distribución Weibull que forma parte de la GVE mixta se estima con base en las *curvas envolventes empíricas* que se construyen para la región homogénea analizada y, en teoría, la tercera curva envolvente construida tiene una probabilidad de excedencia de cero. Se indica "en teoría" debido a que tal curva procede de datos observados y por ello no puede asegurarse que no será superada. Este enfoque es mucho más simple y práctico que la estimación de la precipitación máxima probable en cada cuenca y con ella su creciente máxima probable.

El procedimiento sugerido por Guse *et al.* (2010a) se basa en el concepto de las curvas envolventes y por ello consiste en dibujar en un

papel logarítmico los gastos específicos ($q_m = Q_m/A$) de cada cuenca en las ordenadas y sus respectivas áreas de cuenca (A) en km^2 en las abscisas. Lógicamente, Q_m es el gasto medio anual en m^3/s . Tales datos se representan por una regresión lineal del tipo siguiente:

$$\log(q_m) = b + m \cdot \log(A) \quad (18)$$

En donde b es la ordenada al origen y m la pendiente de la recta. Después se dibujan en la misma gráfica los gastos específicos (q_{\max}) de los gastos máximos anuales observados (Q_{\max}) en cada registro o cuenca, y se traza una recta paralela a la definida por la Ecuación (18) en el punto superior para definir la curva envolvente regional. Posteriormente, Guse *et al.* (2010a) dibujaron dos curvas envolventes superiores previamente calculadas: la relativa a Alemania y la de Europa. Como ambas curvas extremas mostraron pendientes similares a la definida por la Ecuación (18), la segunda fue aceptada para definir el Q_{\max} en la región estudiada del sureste de Alemania. Otros detalles del procedimiento se pueden consultar en Guse, Thieken, Castellarin y Merz (2010b).

Generación de las series sintéticas

A cada registro disponible en la región homogénea analizada se le ajustó la distribución GVE_{obs} con base en las ecuaciones (9) a (12) y con tales parámetros se generaron secuencias sintéticas de 1 500 valores cada una, pues se pretende estimar con mayor confiabilidad la predicción de Tr igual a mil años. Lo anterior con base en la Ecuación (2), haciendo p igual a un número aleatorio (u_{m+1}) con distribución uniforme en el intervalo de 0 a 1.

Al tomar en cuenta que se deberán generar muchas series aleatorias de cada registro disponible u observado, y que cada una tendrá 1 500 valores, es necesario usar un algoritmo de generación eficiente, cuya longitud de ciclo sea bastante grande. Por lo anterior, se empleó el expuesto por Metcalfe (1997), con una restricción elemental para evitar la ocurrencia de un cero debido al redondeo al aplicar la instrucción “mod”, del *generador pseudoaleatorio mixto congruencial* (Wichmann & Hill, 2006). Este algoritmo comienza por definir valores en el intervalo de uno a treinta mil para I_0 , J_0 y K_0 ; después se aplican las ecuaciones recursivas siguientes:

$$I_{m+1} = 171 \cdot I_m + 100 \cdot (\text{mod } 30269) \quad (19)$$

$$J_{m+1} = 172 \cdot J_m + 150 \cdot (\text{mod } 30307) \quad (20)$$

$$K_{m+1} = 170 \cdot K_m + 200 \cdot (\text{mod } 30323) \quad (21)$$

$$S_{m+1} = I_{m+1}/30269 + J_{m+1}/30307 + K_{m+1}/30323 \quad (22)$$

$$u_{m+1} = S_{m+1} - \text{parte entera de } S_{m+1} \quad (23)$$

Este algoritmo tiene una longitud de ciclo del orden del producto de los módulos, es decir, $2.78 \cdot 10^{13}$. Para mostrar la forma en que opera la instrucción "mod = $[(i/k) - \text{parte entera de } (i/k)] \cdot k$ ", se aclara que i es la cantidad a la izquierda del paréntesis y k su módulo. Para el ejemplo siguiente, $k = 5\,095$, $I_0 = 193$ y la ecuación recursiva es: $I_{m+1} = 128 \cdot I_m + 1\,569 \cdot (\text{mod } 5095)$, entonces se tiene:

$$I_1 = 128 \cdot 193 + 1\,569 \cdot (\text{mod } 5095) = 26\,273 \cdot (\text{mod } 5095) = 798$$

$$I_2 = 128 \cdot 798 + 1\,569 \cdot (\text{mod } 5095) = 10\,3713 \cdot (\text{mod } 5095) = 1\,813$$

$$I_3 = 128 \cdot 1813 + 1\,569 \cdot (\text{mod } 5095) = 23\,3633 \cdot (\text{mod } 5095) = 4\,358$$

La secuencia de números aleatorios u_i que se ha generado corresponde al valor entre paréntesis rectangular de la instrucción "mod", que son 0.156624141, 0.355839057 y 0.85534838. Diversos aspectos de los generadores de números aleatorios se pueden consultar en Wichmann y Hill (2006).

Selección de la secuencia sintética

Para asegurar una similitud entre las distribuciones GVE del cada registro disponible (GVE_{obs}) y la del registro sintético de 1 500 valores (GVE_{sim}) que será seleccionado, se respetaron las dos restricciones que establecieron Guse *et al.* (2010a). La primera se relaciona con sus gastos máximos de $Tr = 1\ 500$ años ($Q_{1\ 500}$), los cuales deben ser aproximadamente iguales; de preferencia mayor en la secuencia sintética. La segunda define un mínimo de diez valores con Tr superior a 150 años, por lo cual su probabilidad de no excedencia (p) debe ser superior a 0.993333, de acuerdo con la Ecuación (3).

Debido a la importancia que tiene el gasto de $Tr = 1\ 500$ años en la estimación de las crecientes de diseño o de las predicciones de $Tr > 500$ años (punto de inflexión seleccionado), se consideró necesario verificar su magnitud por contraste con el *valor mediano* obtenido al aplicar las FDP establecidas bajo precepto y las de aplicación casi universal. Las primeras son la Log-Pearson tipo III (LP3), la GVE y la Logística Generalizada (LOG); las segundas fueron la Log-Normal de tres parámetros de ajuste (LN3), la Pareto Generalizada (PAG) y la Wakeby (WAK), de cinco parámetros de ajuste. Con excepción de la distribución

LP3, que se ajustó con dos métodos de momentos, uno en el dominio logarítmico y otro en el real (Bobée & Ashkar, 1991), el resto se ajustó con el método de los momentos L (Hosking & Wallis, 1997).

Seleccionada la secuencia sintética que cumple con ambas restricciones, se le ajusta la distribución GVE con el método de momentos L (ecuaciones (9) a (12)) y con el de momentos LH (ecuaciones (14) a (17)), y la que conduzca al menor error estándar de ajuste (*EEA*) será adoptada, cuyos parámetros se denominarán u_{sim} , a_{sim} y k_{sim} . Estos valores definen la porción inferior de la GVE mixta, la cual tiene concavidad hacia arriba.

Error estándar de ajuste

Es el índice más común (Chai & Draxler, 2014) para el contraste de las FDP a datos reales; se estableció a mediados de la década de 1970 (Kite, 1977) y se ha aplicado en México haciendo uso de la fórmula empírica de Weibull (Benson, 1962). Ahora se aplicará utilizando la fórmula de Cunnane (Ecuación (25)), que de acuerdo con Stedinger (2017) conduce a probabilidades de no excedencia (p) aproximadamente insesgadas para muchas FDP. La expresión del error estándar de ajuste (*EEA*) es:

$$EEA = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - \hat{Q}_i)^2}{(n-np)} \right]^{1/2} \quad (24)$$

S_i son los gastos máximos anuales ordenados de menor a mayor, cuyo número es n ; \hat{Q}_i son los gastos máximos estimados, para la probabilidad estimada con la Ecuación (25) y la FDP que se contrasta; np es el número de parámetros de ajuste de la FDP, con cinco para la Wakeby y tres para el resto de las que serán aplicadas.

$$p = \frac{i-0.40}{n+0.20} \quad (25)$$

Parámetros de ajuste de la GVE mixta

La parte inferior de la GVE mixta llega hasta el punto de inflexión con $Tr = 500$ años y corresponde a la GVE_{sim} ajustada con momentos L o LH. La parte superior se designa GVE_{cls} debido a que es una curva *con límite superior* que inicia en el punto de inflexión y es asíntota el valor de Q_{MAX} ; sus parámetros de ajuste (u_{cls} , a_{cls} y k_{cls}) se determinan con base en las ecuaciones que se establecen con las tres restricciones siguientes (Guse

et al., 2010a). La primera indica que Q_{MAX} se obtiene con la GVE_{cls} cuando $p = 1$ en la Ecuación (2), por lo cual se tiene:

$$Q_{\text{max}} = u_{cls} + \frac{\alpha_{cls}}{k_{cls}} \quad (26)$$

La segunda restricción establece que las predicciones de $Tr = 500$ años ($p = 0.998$) son iguales con las distribuciones GVE_{sim} y GVE_{cls} , por lo cual se tiene, según la Ecuación (2):

$$u_{sim} + \frac{\alpha_{sim}}{k_{sim}} \{1 - [-\ln(0.998)]^{k_{sim}}\} = u_{cls} + \frac{\alpha_{cls}}{k_{cls}} \{1 - [-\ln(0.998)]^{k_{cls}}\} \quad (27)$$

Finalmente, la tercera restricción marca que en el punto de inflexión las pendientes de las dos distribuciones GVE_{sim} y GVE_{cls} son iguales. La expresión de la pendiente de la Ecuación (2) es:

$$\frac{dQ}{dp} = \frac{\alpha}{p} [-\ln(p)]^{k-1} \quad (28)$$

entonces se tiene:

$$\alpha_{sim} [-\ln(0.998)]^{k_{sim}-1} = \alpha_{cls} [-\ln(0.998)]^{k_{cls}-1} \quad (29)$$

El procedimiento numérico de solución consistió en despejar de la Ecuación (26) a u_{cls} y sustituirla en la Ecuación (27), para despejar a_{cls} en función k_{cls} únicamente; esta expresión se designó a_1 . Por otra parte, de la Ecuación (29) se despejó a_{cls} y se denominó a_2 . Después, por tanteos de k_{cls} , se igualaron a_1 y a_2 , aceptando una diferencia menor de 0.05. Por último, con base en la Ecuación (26) se evalúa u_{cls} .

Registros de crecientes procesados

En este estudio se utilizó la información hidrométrica que procesó Campos-Aranda (2014) de la Región Hidrológica No. 10 (Sinaloa), México. Sus datos generales de amplitud de registro de gastos máximos anuales (n), áreas de cuenca (A), gasto medio anual (Q_m) y máximo anual (Q_{\max}) se exponen en la Tabla 2 para las 21 estaciones hidrométricas analizadas.

Tabla 2. Datos generales de los registros de crecientes anuales de las 21 estaciones hidrométricas indicadas de la Región Hidrológica No. 10 (Sinaloa), México.

1	2	3	4	5	6	7	8
Nú m.	Nombre	n	A (km ²)	Q_m (m ³ /s)	q_m (l/s/km ²)	Q_{max} (m ³ /s)	q_{max} (l/s/km ²)
1	Huites	51	26 057	3 328.333	127.7	15 000.0	575.7
2	San Francisco	33	17 531	1 724.636	98.4	6 640.0	378.8
3	Santa Cruz	52	8 919	1 037.615	116.3	7 000.0	784.8
4	Jaina	56	8 179	1 020.786	124.8	6 991.0	854.7
5	Palo Dulce	21	6 439	1 129.238	175.4	6 800.0	1 056.1
6	Ixpalino	45	6 166	1 198.978	194.4	6 200.0	1 005.5
7	La Huerta	28	6 149	945.107	153.7	1 931.0	314.0
8	Chinipas	24	5 098	883.083	173.2	2 683.0	526.3
9	Tamazula	32	2 241	596.875	266.3	2 289.0	1 021.4
10	Naranjo	45	2 064	633.311	306.8	3 093.0	1 498.5
11	Acatitán	43	1 884	813.256	431.7	4 600.0	2 441.6
12	Guamúchil	32	1 645	702.344	427.0	3 507.0	2 131.9
13	Choix	38	1 403	348.974	248.7	1 700.0	1 211.7
14	Badiraguato	26	1 018	1 224.346	1202.7	9 245.0	9 081.5
15	El Quelite	33	835	479.091	573.8	1 743.0	2 087.4
16	Zopilote	56	666	351.857	528.3	1 030.0	1 546.5
17	Chico Ruiz	19	391	205.737	526.2	476.0	1 217.4
18	El Bledal	56	371	289.000	779.0.	1 576.0	4 248.0
19	Pericos	30	270	250.800	928.9	654.0	2 422.2
20	La Tina	24	254	104.958	413.2	778.0	3 063.0

21	Bamícori	33	223	189.182	848.3	650.0	2 914.8
----	----------	----	-----	---------	-------	-------	---------

Simbología:

n , número de datos del registro.

A , área de cuenca.

Q_m , gasto medio anual.

q_m , gasto medio específico (Q_m/A).

Q_{\max} , gasto máximo del registro.

q_{\max} , gasto máximo específico (Q_{\max}/A).

De inicio se decidió aplicar el AFC con el método de la GVE mixta exclusivamente en los siete registros más amplios ($43 \leq n \leq 56$), los cuales corresponden a las estaciones hidrométricas Huites, Santa Cruz, Jaina, Naranjo, Acatitán, Zopilote y El Bledal.

Verificación de la aleatoriedad de los registros

Para que los resultados del AFC sean confiables, los registros de gastos máximos anuales por procesar deben haber sido generados por un *proceso aleatorio estacionario*, lo cual implica que no haya cambiado en el tiempo. Por lo anterior, los registros de crecientes deben estar

integrados por datos independientes, libres de componentes determinísticas.

Para comprobar lo anterior, se aplicaron siete pruebas estadísticas, una general, el Test de Von Neumann y seis específicas: dos de persistencia (Anderson y Sneyers), dos de tendencia (Kendall y Spearman), una para el cambio en la media (Cramer) y la última relacionada con la variabilidad (Bartlett). Estas pruebas se pueden consultar en WMO (1971), y Machiwal y Jha (2012).

Todas las pruebas citadas se aplicaron con un nivel de significancia (α) del 5 % y seis de ellas indican que los registros seleccionados son aleatorios. La prueba de Bartlett detecta exceso de variabilidad debido a la presencia de los valores dispersos en cuatro de los registros.

Resultados y su análisis

Curvas envolventes empíricas

En un papel logarítmico se comenzó por dibujar los gastos medios específicos (q_m) de la columna 6 de la Tabla 2, así como los gastos máximos específicos (q_{max}) de la columna 8. Lo anterior se muestra en la Figura 2. Después se representaron por una recta (Ecuación (18)) de mínimos cuadrados de los residuos o regresión lineal simple los valores de q_m y se obtuvo la expresión siguiente:

$$\log(q_m) = 4.0449940 - 0.4703735 \cdot \log(A) \quad (30)$$

Sin eliminar ningún dato se obtuvo que su coeficiente de correlación fue de 0.89417, con 0.1511 como error estándar de la estimación.

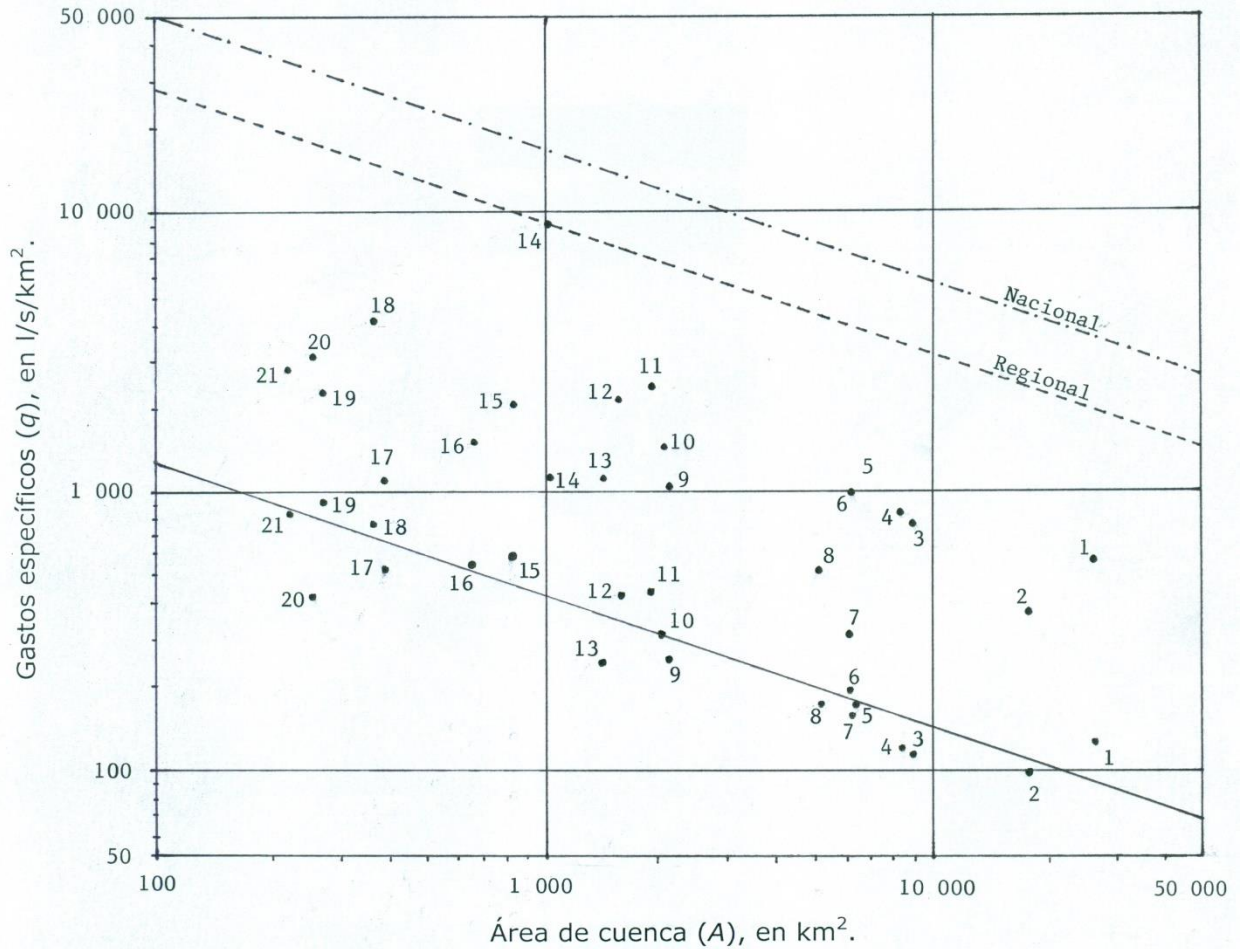


Figura 2. Curvas envolventes empíricas de gasto medio anual, gasto máximo regional y máximo extremo o curva nacional en la Región Hidrológica No. 10 (Sinaloa), México.

En seguida se buscó el punto más disperso hacia arriba de los valores de q_{\max} , que fue el número 14 correspondiente a la estación hidrométrica Badiraguato con $q_{\max} = 9\,081.5 \text{ l/s/km}^2$ y $A = 1\,018 \text{ km}^2$.

Estos dos valores se llevaron a la Ecuación (30), conservando su pendiente (m) para despejar la nueva ordenada al origen (b), que resultó ser 5.3729224; entonces, la ecuación de la recta regional es:

$$\log(q_{max}) = 5.3729224 - 0.4703735 \cdot \log(A) \quad (31)$$

Ramírez-Orozco, Gómez-Martínez y Campos-Aranda (2005) definieron que el coeficiente (C_L) de la envolvente de Lowry nacional resultó ser 7 200. Entonces para la estación Badiraguato se define un q_{max} nacional de:

$$q_{max} = \frac{C_L}{(A+259)^{0.85}} = \frac{7200}{(1018+259)^{0.85}} = 16.48429 \cdot \text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2 \quad (32)$$

Llevando nuevamente este valor de $q_{max} = 16\ 484.3$ l/s/km² y $A = 1\ 018$ km² a la Ecuación (30), para despejar la nueva b conservando la pendiente (m), se obtiene la envolvente que definirá los gastos máximos extremos específicos (q_{max}) de la Región Hidrológica No. 10 (Sinaloa), México, la cual es:

$$\log(q_{max}) = 5.6318354 - 0.4703735 \cdot \log(A) \quad (33)$$

Gastos máximos extremos

Aplicando la Ecuación (33) a los datos de área de cuenca (A) en km^2 (columna 4 de la Tabla 2) de las siete estaciones hidrométricas seleccionadas, se obtiene el valor respectivo de q_{max} en l/s/km^2 , cuyo producto por A y entre mil define los valores de Q_{MAX} en m^3/s y que son los siguientes: Huites 93 460.0, Santa Cruz 52 969.7, Jaina 50 594.7, Naranja 24 400.2, Acatitán 23 249.0, Zopilote 13 403.6 y El Bledal 9 832.0.

Revisión de los gastos de $Tr = 1\ 500$ años

En la Tabla 3 se han concentrado las predicciones de seis Tr que variaron de 50 a 1 500 años, obtenidas con cada una de las seis FDP aplicadas. Los Tr de 50 y 100 años permiten verificar la similitud entre predicciones de cada FDP. Se observa que todas las predicciones ocurren dentro de su orden de magnitud, pero destacan las de Jaina y El Bledal. Los errores estándar de ajuste (EEA) también muestran una similitud en órdenes de magnitud en las siete estaciones hidrométricas.

Tabla 3. Predicciones (m^3/s) de los periodos de retorno indicados en las siete estaciones hidrométricas procesadas de la Región Hidrológica No. 10 (Sinaloa), México.

Estación hidrométrica	FDP	EEA (m^3/s)	Periodos de retorno (Tr) en años				
			50	100	500	1 000	1 500
Huites Valor mediano de $Tr = 1\ 500$, años = 59 744 m^3/s	LN3	784.0	14 640	19 409	34 574	43 235	48 999
	LP3	957.1	15 613	21 776	45 130	60 942	72 442
	GVE	930.0	14 166	19 665	41 312	56 610	68 008
	LOG	984.3	13 837	19 452	42 767	60 040	73 225
	PAG	781.4	14 355	19 056	34 919	44 673	51 455
	WAK	798.4	14 355	19 058	34 930	44 692	51 480
Santa Cruz Valor mediano de $Tr = 1\ 500$, años = 14 818 m^3/s	LN3	283.6	4 454	5 707	9 428	11 433	12 733
	LP3	299.3	4 447	5 583	8 721	10 299	11 288
	GVE	270.8	4 410	5 883	11 118	14 497	16 903
	LOG	277.5	4 335	5 891	11 843	15 948	18 973
	PAG	306.5	4 387	5 534	8 864	10 648	11 807
	WAK	309.4	4 160	5 963	13 991	20 289	25 236
Jaina Valor mediano de $Tr = 1\ 500$, años = 16 943 m^3/s	LN3	188.9	4 547	5 999	10 562	13 143	14 852
	LP3	194.2	4 504	5 969	10 785	13 644	15 589
	GVE	194.3	4 419	6 101	12 614	17 148	20 501
	LOG	213.4	4 320	6 046	13 117	18 294	22 222
	PAG	205.6	4 466	5 884	10 555	13 364	15 296

	WAK	190.3	4 495	6 102	11 870	15 618	18 297
Naranja Valor mediano de $Tr = 1\,500$, años = 8 964 m^3/s	LN3	120.4	2 860	3 652	5 968	7 201	7 996
	LP3	121.4	2 491	2 954	4 010	4 450	4 702
	GVE	140.0	2 843	3 775	7 009	9 053	10 494
	LOG	152.4	2 798	3 792	7 522	10 054	11 904
	PAG	107.3	2 815	3 522	5 506	6 534	7 191
	WAK	112.8	2 820	3 548	5 629	6 726	7 433
Acatitán Valor mediano de $Tr = 1\,500$, años = 8 847 m^3/s	LN3	150.5	3 440	4 263	6 537	7 689	8 416
	LP3	176.5	3 300	4 018	5 826	6 657	7 157
	GVE	142.2	3 459	4 422	7 458	9 218	10 406
	LOG	145.0	3 432	4 502	8 240	10 619	12 303
	PAG	173.9	3 353	4 005	5 588	6 301	6 727
	WAK	148.5	3 450	4 341	6 950	8 359	9 278
Zopilote Valor mediano de $Tr = 1\,500$, años = 2 115 m^3/s	LN3	55.2	1 149	1 328	1 761	1 955	2 072
	LP3	42.0	1 051	1 158	1 352	1 415	1 448
	GVE	58.8	1 161	1 351	1 817	2 030	2 157
	LOG	73.9	1 181	1 428	2 152	2 544	2 800
	PAG	27.2	1 068	1 153	1 291	1 332	1 351
	WAK	122.9	1 246	1 648	3 135	4 128	4 846
El Bledal Valor mediano de $Tr = 1\,500$, años = 3 139	LN3	36.8	1 089	1 357	2 117	2 512	2 764
	LP3	40.2	1 077	1 330	2 033	2 390	2 615
	GVE	31.9	1 090	1 404	2 446	3 077	3 513
	LOG	33.0	1 077	1 419	2 657	3 472	4 058

m ³ /s	PAG	46.0	1 069	1 295	1 887	2 174	2 351
	WAK	31.1	1 095	1 418	2 483	3 125	3 566

Para el Tr de 1 500 años se obtuvo el *valor mediano* de cada estación hidrométrica y se cita después de su nombre. Como cada gasto mediano de $Tr = 1 500$ años resultó menor que el obtenido con la distribución GVE se acepta el estimado con tal modelo probabilístico (en cursiva en la Tabla 3), que son los siguientes en m³/s: Huites 68 008, Santa Cruz 16 903, Jaina 20 501, Naranjo 10 494, Acatitán 10 406, Zopilote 2 157 y El Bledal 3 513.

En la Tabla 3 se establece una comparación entre las predicciones de periodo de retorno de 1 500 años de la GVE y las de cinco distribuciones de aplicación convencional (por norma o universalidad). Lógicamente, por limitaciones de espacio, no se realizó una comparación contra estimaciones de los métodos regionales.

Ajustes de la GVE a los registros procesados

En la Tabla 4, en el primer renglón después del nombre de cada estación hidrométrica se tienen los valores de los parámetros de ajuste de la

distribución GVE_{obs} , así como su EEA y las predicciones de los Tr de 100, 500, 1 000 y 1 500 años.

Tabla 4. Resultados del ajuste de la distribución GVE con momentos L a los registros disponibles (*obs*) y simulado (*sim*), y con momentos LH a este último en las siete estaciones hidrométricas procesadas de la Región Hidrológica No. 10 (Sinaloa), México

Parámetros de ajuste			EEA (m^3/s)	Periodos de retorno en años			
Ubicación	Escala	Forma		100	500	1 000	1 500
Estación hidrométrica Huites ($Q_{1\ 500} = 68\ 498\ m^3/s$; $nvs = 19$; LH1)							
1 755.521	1 178.243	-0.4459183	930.0	19 665	41 312	56 610	68 008
1 564.128	1 735.921	-0.3165632	1 276.5	19 604	35 284	44 911	51 601
1 784.694	1 183.132	-0.4756315	1 131.4	21 478	47 089	65 757	79 898
Estación hidrométrica Santa Cruz ($Q_{1\ 500} = 17\ 005\ m^3/s$; $nvs = 19$; LH1)							
534.3951	451.5092	-0.3621255	270.8	5 883	11 118	14 497	16 903
486.8800	613.6693	-0.2524748	317.7	5 821	9 725	11 959	13 458
543.1981	449.7197	-0.3949450	260.0	6 410	12 653	16 829	19 856
Estación hidrométrica Jaina ($Q_{1\ 500} = 20\ 645\ m^3/s$; $nvs = 19$; LH1)							
525.7384	382.4736	-0.4320971	194.3	6 101	12 614	17 148	20 501
467.7769	555.4508	-0.3061684	385.7	6 073	10 812	13 689	15 677
534.7980	383.3342	-0.4626160	337.8	6 666	14 387	19 941	24 118
Estación hidrométrica Naranja ($Q_{1\ 500} = 10\ 554\ m^3/s$; $nvs = 19$; LH1)							
301.0952	310.0954	-0.3428249	140.0	3 775	7 009	9 053	10 494

271.7218	414.7160	-0.2371914	197.9	3 729	6 157	7522	14 060
306.8684	308.5978	-0.3757978	158.5	4 112	7 968	10 495	12 307
Estación hidrométrica Acatitán ($Q_{1\ 500} = 10\ 455\ \text{m}^3/\text{s}$; $nvs = 19$; LH1)							
402.2712	447.9312	-0.264082	142.2	4 422	7 458	9 218	10 406
375.4133	565.8641	-0.1727101	193.9	4 351	6 681	7 901	8 684
409.4722	445.2446	-0.2960613	141.3	4 776	8 371	10 529	12 012
Estación hidrométrica Zopilote ($Q_{1\ 500} = 2\ 162\ \text{m}^3/\text{s}$; $nvs = 19$; LH1)							
216.7843	218.5603	-0.0514621	58.8	1 351	1 817	2 030	2 157
208.7049	256.2496	0.0328582	42.1	1 303	1 649	1 792	1 875
220.6736	218.7255	-0.0724028	21.4	1 415	1 937	2 181	2 329
Estación hidrométrica El Bledal ($Q_{1\ 500} = 3\ 531\ \text{m}^3/\text{s}$; $nvs = 19$; LH1)							
166.6999	123.2785	-0.3043734	31.9	1 404	2 446	3 077	3 513
157.2938	160.0594	-0.2061687	65.0	1 385	2 176	2 606	2 887
168.8195	122.5516	-0.3371949	49.7	1 520	2 759	3 537	4 084

Secuencias sintéticas y sus ajustes de la GVE

Con el algoritmo definido por las ecuaciones (19) a (23) se generaron secuencias sintéticas de 1 500 valores para seleccionar una que tuviera un gasto máximo ($Q_{1\ 500}$) en m^3/s ligeramente mayor que los definidos

por la distribución GVE_{obs} indicados con cursiva en la Tabla 3 y cuyo número de valores superiores (nvs) a la probabilidad $p = u_{m+1} = 0.993333$ fuera mayor de diez. El algoritmo citado inició con los valores siguientes: $I_o = 1\ 225$, $J_o = 4\ 550$ y $K_o = 17\ 840$, y en cada nueva secuencia de 1 500 valores designada con el contador ijk , los valores iniciales se incrementaban de la manera siguiente: $I_o = I_o + 5 \cdot ijk$, $J_o = J_o + 10 \cdot ijk$, $K_o = K_o + 50 \cdot ijk$; por lo anterior, la primera secuencia generada ($ijk = 1$) de 1 500 valores inicia con $I_o = 1\ 230$, $J_o = 4\ 560$ y $K_o = 17\ 890$.

En la segunda secuencia generada, sus valores iniciales fueron $I_o = 16\ 517.52$, $J_o = 22\ 873.42$ y $K_o = 16\ 716.9$, y en ella se obtienen $nvs = 19$ números aleatorios (u_{m+1}) con probabilidad superior a 0.993333, cuyo gasto máximo de tal secuencia de 1 500 valores está citado en la Tabla 4. Esta fue la secuencia seleccionada y a ella se le ajustó la distribución GVE_{sim} con el método de los momentos L (ecuaciones (9) a (12)), cuyos parámetros de ajuste se muestran en el segundo renglón después del nombre de la estación hidrométrica en la Tabla 4. También a esta secuencia se le ajustó la GVE_{sim} con el método de los momentos LH (ecuaciones (14) a 17); los resultados se muestran en el tercer renglón después del nombre de la estación en la Tabla 4.

Con excepción de la estación hidrométrica Zopilote (cuyo k_{sim} cambió de negativo a positivo), en el resto de los ajustes de la GVE_{sim} a las secuencias sintéticas, el error estándar de ajuste (EEA) creció con respecto al del registro observado. Por otra parte, todos los EEA de los ajustes de la GVE_{sim} con momentos LH siempre fueron menores en todas

las secuencias sintéticas y por ello serán los utilizados para definir la curva inferior de la GVE mixta hasta el punto de inflexión con $Tr = 500$ años.

Ajuste de la GVE mixta

Con base en las ecuaciones (26) a (29) y el procedimiento numérico de solución descrito en el inciso respectivo, resuelto con el método de bisección con valores iniciales de k_{cls} de 0.0001 y 0.50 se obtuvieron los parámetros de ajuste de la GVE mixta mostrados en la Tabla 5, haciendo uso de los gastos máximos extremos (Q_{MAX}) citados en dicha Tabla 5 y los parámetros de ajuste de la GVE_{sim} del método de los momentos LH, expuestos en la Tabla 4, en el tercer renglón de cada estación hidrométrica procesada.

Tabla 5. Resultados del ajuste de la distribución GVE mixta con límite superior ($k > 0$) mediante proceso numérico en el punto de inflexión de $Tr = 500$ años en las siete estaciones hidrométricas procesadas de la Región Hidrológica No. 10 (Sinaloa), México.

Parámetros de ajuste			Periodos de retorno en años		
Ubicación	Escala	Forma	500	1 000	1 500
Estación hidrométrica Huites ($Q_{MAX} = 93\ 460.0\ m^3/s$)					
-880760.3	477 383.7	0.490016	47 079	60 445	66 396
Estación hidrométrica Santa Cruz ($Q_{MAX} = 52\ 969.7\ m^3/s$)					
-37336.8	11 720.7	0.129788	12 653	16 124	18 014
Estación hidrométrica Jaina ($Q_{MAX} = 50\ 594.7\ m^3/s$)					
-65540.36	21 783.25	0.187568	14 387	18 804	21 133
Estación hidrométrica Naranja ($Q_{MAX} = 24\ 400.2\ m^3/s$)					
-30454.46	10 642.14	0.194006	7 968	10 038	11 124
Estación hidrométrica Acatitán ($Q_{MAX} = 23\ 249.0\ m^3/s$)					
-24706.54	9 032.978	0.188362	8 371	10 194	11 154
Estación hidrométrica Zopilote ($Q_{MAX} = 13\ 403.6\ m^3/s$)					
-405.4854	413.0258	0.029910	1 937	2 172	2 307
Estación hidrométrica El Bledal ($Q_{MAX} = 9\ 832.0\ m^3/s$)					
-7134.746	2 389.239	0.140819	2 759	3 417	3 774

Predicciones de la GVE_{obs} y GVE_{sim}

En la Tabla 6 se exponen las predicciones de ambas distribuciones GVE. Se indica que por la manera en que fueron generados y seleccionados los 1 500 datos sintéticos del ajuste GVE_{sim} y su complemento con la GVE_{cls} , es bastante probable que por lo general las predicciones de la GVE mixta sean mayores que las del ajuste GVE_{obs} . La inspección de los valores de la Tabla 6 verifica numéricamente los resultados, ya que sólo una predicción de $Tr = 1\ 500$ años en la estación Huites excede a la obtenida con la GVE mixta. Otra verificación importante es la similitud que guardan todas las predicciones de los Tr bajos menores de 50 años.

Tabla 6. Predicciones (m^3/s) de los ajustes GVE a los gastos observados y de la GVE mixta en las siete estaciones hidrométricas procesadas de la Región Hidrológica No. 10 (Sinaloa), México.

Estación	GVE	Periodos de retorno (Tr) en años							
		5	10	25	50	100	500	1 000	1 500
Huites	obs	4 271	6 321	10 114	14 166	19 665	41 312	56 610	68 008
	mixta	4 374	6 552	10 686	15 211	21 478	47 079	60 445	66 396
Santa Cruz	obs	1 434	2 104	3 258	4 410	5 883	11 118	14 497	16 903
	mixta	1 464	2 174	3 432	4 722	6 410	12 653	16 124	18 014

Jaina	obs	1 333	1 981	3 166	4 419	6 101	12 614	17 148	20 501
	mixta	1 365	2 053	3 345	4 745	6 666	14 387	18 804	21 133
Naranjo	obs	909	1 353	2 104	2 843	3 775	7 009	9 053	10 494
	mixta	929	1 399	2 218	3 044	4 112	7 968	10 037	11 124
Acatitán	obs	1 227	1 779	2 653	3 459	4 422	7 458	9 218	10 406
	mixta	1 250	1 833	2 782	3 680	4 776	8 371	10 193	11 154
Zopilote	obs	558	738	977	1 161	1 351	1 817	2 030	2 157
	mixta	567	755	1 008	1 207	1 415	1 937	2 172	2 307
El Bledal	obs	401	565	834	1 090	1 404	2 446	3 077	3 513
	mixta	408	582	874	1 160	1 520	2 759	3 417	3 773

Por otra parte, en la Tabla 7 sí se establece un contraste en los Tr mayores de 100 años entre las predicciones de la GVE mixta y las de la FDP que condujo al menor error estándar de ajuste (EEA) en la Tabla 3, así como con la predicción máxima (Q_{max}) en cada Tr analizado obtenida con alguna de las seis FDP aplicadas, también procedente de la Tabla 3.

Tabla 7. Contraste de predicciones (m^3/s) de Tr elevados de la GVE mixta con las de la FDP de menor EEA y la predicción máxima de las seis FDP aplicadas en las siete estaciones hidrométricas procesadas de la Región Hidrológica No. 10 (Sinaloa), México.

Nombre	Tipo de	Periodos de retorno (Tr) en años
--------	---------	--------------------------------------

estación	FDP	100	500	1 000	1 500
Huites	GVE _{mix}	21 478	47 079	60 445	66 396
	PAG	19 056	34 919	44 673	51 455
	Q _{max}	21 776	45 130	60 942	72 442
Santa Cruz	GVE _{mix}	6 410	12 653	16 124	18 014
	GVE	5 883	11 118	14 497	16 903
	Q _{max}	5 963	13 991	20 289	25 236
Jaina	GVE _{mix}	6 410	12 653	16 124	18 014
	LN3	5 999	10 562	13 143	14 852
	Q _{max}	6 102	13 117	18 294	22 222
Naranja	GVE _{mix}	4 112	7 968	10 037	11 124
	PAG	3 522	5 506	6 534	7 191
	Q _{max}	3 792	7 522	10 054	11 904
Acatitán	GVE _{mix}	4 776	8 371	10 193	11 154
	GVE	4 422	7 458	9 218	10 406
	Q _{max}	4 502	8 240	10 619	12 303
Zopilote	GVE _{mix}	1 415	1 937	2 172	2 307
	PAG	1 153	1 291	1 332	1 351
	Q _{max}	1 648	3 135	4 128	4 846
El Bledal	GVE _{mix}	1 520	2 759	3 417	3 773
	WAK	1 418	2 483	3 125	3 566

	Q_{\max}	1 419	2 657	3 472	4 058
--	------------	-------	-------	-------	-------

En la estación Huites, la única predicción de la GVE mixta que excede a los valores Q_{\max} es la de $Tr = 500$ años, pero todas exceden a las del mejor ajuste. En las estaciones Santa Cruz, Jaina y El Bledal sucede lo mismo, pero en el $Tr = 100$ años. En las estaciones Naranjo y Acatitán, las predicciones de la GVE mixta exceden a los Q_{\max} en los dos primeros Tr analizados y son superiores a todas las predicciones de la FDP de menor *EEA*. Por último, en la estación Zopilote ninguna predicción de la GVE mixta excedió a los Q_{\max} ; todas exceden a las de la FDP de mejor ajuste.

Por último, se realizó un contraste de extrapolación del método expuesto, el cual permitió verificar nuevamente que la parte superior de la GVE mixta evita el incremento irreal de las predicciones. Se observa en la Tabla 8 que la predicción de $Tr = 5\,000$ años de la GVE mixta es cercana al valor inferior en las estaciones Huites y Santa Cruz, se aproxima al valor superior en Naranjo y Acatitán, y queda intermedia entre los valores inferior y superior en el resto de las estaciones hidrométricas. También, para fines de comparación, se muestra en la Tabla 8 el gasto máximo extremo.

Tabla 8. Contraste de predicciones (m^3/s) de $Tr = 5\,000$ años obtenidas como valor inferior y superior de las seis FDP ajustadas (Tabla 2) y de la GVE mixta en las siete estaciones hidrométricas procesadas de la Región Hidrológica No. 10 (Sinaloa), México.

Tipo de predicción	Huites	Santa Cruz	Jaina	Naranja	Acatitán	Zopilote	El Bledal
Inferior	69 606	14 521	20 925	5 425	8 031	1 397	3 361
Superior	132 090	48 342	39 591	19 611	18 978	7 796	6 469
GVE _{mix}	78 459	23 072	27 090	13 890	13 608	2 700	4 718
Q _{MAX}	93 460	52 970	50 595	24 400	23 249	13 404	9 832

Conclusiones

Se expuso con detalle un método novedoso del análisis de frecuencias de crecientes sugerido por Guse *et al.* (2010a), que en teoría aumenta la exactitud de las predicciones de altos periodos de retorno (500 y 1 000 años) debido a la incorporación, en una distribución GVE mixta, de información regional adicional y sintética generada con el registro disponible.

El método trabaja inicialmente a nivel regional con base en el concepto de las curvas envolventes para definir una recta de gasto medio anual específico y posteriormente establecer dos curvas envolventes paralelas regionales, una de gastos máximos anuales y otra de gastos

máximos extremos; en esta última, su probabilidad de excedencia se acepta nula. El gasto máximo extremo que se estima con tal curva envolvente se utiliza como límite superior de una distribución GVE, que inicia en un punto de inflexión de $Tr = 500$ años. Esta parte superior de la GVE mixta evita un incremento irreal de las predicciones con alguna FDP aplicada.

Esto último fue verificado en la Tabla 7, en la cual se observa que ninguna predicción de 1 000 años superó al gasto máximo (Q_{max}) estimado con cualquiera de las seis FDP aplicadas y mostradas en la Tabla 3. En las estaciones Huites y Acatitán, la creciente estimada de $Tr = 1\ 000$ años se aproximó al Q_{max} , y en las estaciones Zopilote y Santa Cruz resultó bastante menor.

Por otra parte, el método obtiene información adicional del registro de crecientes disponible al generar secuencias sintéticas de 1 500 valores y seleccionar una de ellas para formar la parte inferior de la GVE mixta. Designada GVE_{sim} llega hasta el punto de inflexión y se ajusta con los métodos de momentos L y LH para adoptar la de menor error estándar de ajuste.

En la Tabla 6 se muestran siete predicciones ($5 \leq Tr \leq 1\ 000$ años) obtenidas con la GVE ajustada al registro de crecientes disponible y con la GVE mixta. Todas las estimaciones de la GVE mixta resultaron mayores y, por lo tanto, más críticas o peligrosas, pero al mismo tiempo más confiables debido a los enfoques conceptuales del método descrito.

Debido a las ventajas expuestas, el método descrito se recomienda se aplique exhaustivamente en otras regiones del país en la estimación de las crecientes de diseño de las diversas obras hidráulicas que se construyen o revisan en México.

Agradecimientos

Se agradecen las observaciones y correcciones sugeridas por el árbitro anónimo H, las cuales permitieron volver más explícito el procedimiento descrito y corregir algunas omisiones involuntarias, pero importantes.

Referencias

- Benson, M. A. (1962). Plotting positions and economics of engineering planning. *Journal of Hydraulics Division*, 88(6), 57-71.
- Bobée, B., & Ashkar, F. (1991). *The Gamma Family and derived distributions applied in Hydrology*. Littleton, USA: Water Resources Publications.
- Botero, B. A., & Francés, F. (2010). Estimation of high return period flood quantiles using additional non-systematic information with upper bounded statistical models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(12), 2617-2628.
- Campos-Aranda, D. F. (2016). Ajuste de las distribuciones GVE, LOG y PAG con momentos L de orden mayor. *Ingeniería. Investigación y Tecnología*, 17(1), 131-142.

- Campos-Aranda, D. F. (2014). Análisis regional de frecuencia de crecientes en la Región Hidrológica No. 10 (Sinaloa), México. 2: contraste de predicciones locales y regionales. *Agrociencia*, 48(3), 255-270.
- Clarke, R. T. (1973). Chapter 5: The estimation of floods with given return period. In: *Mathematical models in hydrology* (pp. 130-146) (Irrigation and Drainage Paper 19). Rome, Italy: FAO.
- Coles, S. (2001). Chapter 3: Classical Extreme Value Theory and Models. In: *An introduction to statistical modeling of extreme values* (pp. 45-73). London, England: Springer-Verlag.
- Chai, T., & Draxler, R. R. (2014). Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)? - Arguments against avoiding RMSE in the literature. *Geoscientific Model Development*, 7, 1247-1250.
- Chow, V. T. (1964). Section 8-I: Frequency Analysis. In: Chow, V. T. (ed.). *Handbook of applied hydrology* (pp. 8.1-8.42). New York, USA: McGraw-Hill Book Co.
- Davis, P. J. (1972). Gamma Function and related functions. In: Abramowitz, M., & Stegun, I. A. (eds.). *Handbook of mathematical functions* (9th printing) (pp. 253-296). New York, USA: Dover Publications.
- Francés, F. (1998). Using the TCEV distribution function with systematic and non-systematic data in a regional flood frequency analysis. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 12(4), 267-283.

- Guse, B., Hofherr, Th., & Merz, B. (2010a). Introducing empirical and probabilistic regional envelope curves into a mixed bounded distribution function. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(12), 2465-2478.
- Guse, B., Thielen, A. H., Castellarin, A., & Merz, B. (2010b). Deriving probabilistic regional envelope curves with two pooling methods. *Journal of Hydrology*, 380(1-2), 14-26.
- Hosking, J. R., & Wallis, J. R. (1997). Appendix: *L*-moments for some specific distributions. In: *Regional frequency analysis. An approach based on L-moments* (pp. 191-209). Cambridge, England: Cambridge University Press.
- Kite, G. W. (1977). Chapter 12: Comparison of frequency distributions. In: *Frequency and risk analyses in hydrology* (pp. 156-168). Fort Collins, USA: Water Resources Publications.
- Machiwal, D., & Jha, M. K. (2012). Chapter 4: Methods for time series analysis. In: *Hydrologic time series analysis: Theory and practice* (pp. 51-84). Dordrecht, The Netherlands: Springer.
- Merz, R., & Blöschl, G. (2008). Flood frequency hydrology: 1. Temporal, spatial and causal expansion of information. *Water Resources Research*, 44(8), 1-17.
- Metcalf, A. V. (1997). Chapter 2: Probability distributions and Monte Carlo simulation. Appendix 2: Random number generation. In: *Statistics in Civil Engineering* (pp. 7-38, 319-320). London, England: Arnold Publishers.

- Meylan, P., Favre, A. C., & Musy, A. (2012). Chapter 1: Introduction. In: *Predictive hydrology. A frequency analysis approach* (pp. 1-13). Boca Raton, USA: CRC Press.
- Ouarda, T. B. M. J. (2017). Regional flood frequency modeling. In: Singh, V. P. (ed.). *Handbook of applied hydrology* (2nd ed.) (pp. 77.1-77.8). New York, USA: McGraw-Hill Education.
- Papalexiou, S. M., & Koutsoyiannis, D. (2013). Battle of extreme value distributions: A global survey on extreme daily rainfall. *Water Resources Research*, 49(1), 187-201.
- Rahman, A., Haddad, K., & Eslamian, S. (2014). Regional flood frequency analysis. In: Eslamian, S. (ed.). *Handbook of engineering hydrology: Modeling, climate change and variability* (pp. 451-469). Boca Raton, USA: CRC Press.
- Ramírez-Orozco, A. I., Gómez-Martínez, J. F., & Campos-Aranda, D. F. (2005). Actualización de las envolventes regionales de gastos máximos para la república mexicana. *Ingeniería Hidráulica en México*, 20(1), 99-108.
- Rao, A. R., & Hamed, K. H. (2000). Chapter 1: Introduction. In: *Flood frequency analysis* (pp. 1-21). Boca Raton, USA: CRC Press.
- Rossi, F., Fiorentino, M., & Versace, P. (1984). Two-component extreme value distribution for flood frequency analysis. *Water Resources Research*, 20(7), 847-856.

- Stedinger, J. R. (2017). Flood frequency analysis. In: Singh, V. P. (ed.). *Handbook of applied hydrology* (2nd ed.) (pp. 76.1-76.8). New York, USA: McGraw-Hill Education.
- Stedinger, J. R., Vogel, R. M., & Foufoula-Georgiou, E. (1993). Chapter 18: Frequency Analysis of Extreme Events. In: Maidment, D. R. (ed.). *Handbook of hydrology* (pp. 18.1-18.66). New York, USA: McGraw-Hill, Inc.
- Wang, Q. J. (1997a). Using higher probability weighted moments for flood frequency analysis. *Journal of Hydrology*, 194(1-4), 95-106.
- Wang, Q. J. (1997b). LH moments for statistical analysis of extreme events. *Water Resources Research*, 33(12), 2841-2848.
- Wichmann, B. A., & Hill, I. D. (2006). Generating good pseudo-random numbers. *Computational Statistics & Data Analysis*, 51(3), 1614-1622.
- WMO, World Meteorological Organization. (1971). Annexed III: Standard tests of significance to be recommended in routine analysis of climatic fluctuations. In: *Climatic change* (pp. 58-71) (Technical Note No. 79). Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization.

**Estimación de la distribución espacio temporal de la
recarga de agua subterránea en regiones húmedas con
clima tropical**

**Estimation of spatiotemporal groundwater recharge
distribution in humid regions with tropical climate**

Marcia Lizeth Barrera-de-Calderón¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-7627-150X>

Jaime Garfias², ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-6388-2109>

Richard Martel³, ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-4219-5582>

Javier Salas-García⁴, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1297-7893>

¹Universidad Autónoma del Estado de México-Universidad de El Salvador
San Salvador, El Salvador, marcia.barrera@ues.edu.sv

²Instituto Interamericano de Tecnología y Ciencias del Agua (IITCA),
Universidad Autónoma del Estado de México (UAEM), Toluca, Estado de
México, México, jgarfiass@gmail.com

³Institut National de la Recherche Scientifique (INRS Ete), Universidad de Quebec, Quebec, Canadá, richard.martel@ete.inrs.ca

⁴Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma del Estado de México (UAEM), Toluca, Estado de México, México, proyectos@javiersalasg.com

Autora para correspondencia: Marcia Lizeth Barrera-de-Calderón, marcia.barrera@ues.edu.sv

Resumen

La determinación precisa de la variación de la recarga de agua subterránea es una tarea fundamental para la planificación sostenible de los recursos hídricos subterráneos, sobre todo en acuíferos fuertemente presionados. Con el objetivo de determinar la variabilidad espacial y temporal de la recarga de agua subterránea en un acuífero urbano con clima húmedo, como el acuífero de San Salvador, se utilizaron dos métodos de balance de masas: uno en la zona subsuperficial, balance de humedad del suelo (SWB, por sus siglas en inglés de *soil water balance*) y otro en la zona saturada, balance de masa de cloruros (CMB, por sus siglas en inglés de *chloride mass balance*). El SWB fue calculado a escala diaria para cuatro años (2012-2015) mediante el método de Thornthwaite y Mather modificado, utilizando un conjunto de mallas de datos climáticos diarios y datos físicos de la zona de estudio. El CMB se empleó para determinar la recarga de agua subterránea de la zona saturada en

muestras tomadas en pozos y manantiales durante los años 2009 y 2016 en la parte alta de la cuenca, donde diversos estudios sugieren que ocurre la principal recarga del acuífero. Los resultados del SWB indican una fuerte variación temporal y espacial de la recarga en la zona de estudio, que puede variar entre 326 y 561 mm año⁻¹ en años secos y húmedos, respectivamente. Los resultados del CMB mostraron consistencia con el SWB; los valores de recarga oscilaron entre 313 y 693 mm año⁻¹. En ambos métodos, la recarga media anual es similar y representa entre el 20 y 30% de la precipitación. La aplicación conjunta de ambos métodos podría utilizarse en zonas similares; su elección dependerá de los objetivos del estudio.

Palabras clave: recarga de agua subterránea, balance de humedad de suelo (SWB), balance de masa de cloruros (CMB), acuífero urbano, acuífero de San Salvador.

Abstract

The precise determination of groundwater recharge variation is a fundamental task for the sustainable planning of groundwater resources, particularly in heavily pressured aquifers. In order to determine the spatial and temporal variability of groundwater recharge in an urban aquifer with a humid climate, such as the San Salvador aquifer, two Mass Balance methods were used (one in the subsurface zone, Soil Water Balance (SWB) and another in the saturated zone, Chloride Mass Balance

(CMB)). The SWB was calculated on a daily scale for four years (2012-2015) through the modified Thornthwaite and Mather method, using a set of daily climatic data grids and physical data from the study area. The CMB was used to determine the groundwater recharge in drilled wells and springs samples taken during 2009 and 2016, in the upper part of the basin, where various studies suggest that the main aquifer recharge occurs. The results of the SWB indicate a strong temporal and spatial variation of the recharge in the study area, which can vary between 326 and 561 mm year⁻¹, in dry and wet years, respectively. The CMB results showed consistency with the SWB, groundwater recharge values ranged between 313 and 693 mm year⁻¹. In both methods the mean annual recharge is similar and represents between 20% and 30% of the precipitation. The application of both methods could be used in similar areas, the selection of the method will depend on the objectives of the study.

Keywords: Groundwater recharge, soil water balance (SWB), chloride mass balance (CMB), urban aquifer, San Salvador aquifer.

Recibido: 08/01/2021

Aceptado: 03/04/2021

Introducción

La recarga acuífera, definida como el agua que se mueve desde la zona no saturada e ingresa en la zona saturada (Heppner, Nimmo, Folmar, Gburek, & Risser, 2007), es esencial para el estudio de los recursos hídricos (Scanlon, Healy, & Cook, 2002; Lihe *et al.*, 2011). Su estimación es indispensable para una apropiada planificación y gestión de los sistemas de agua subterránea (Healy & Cook, 2002) en la cuenca hidrológica. Sin embargo, debido a la dificultad de medirla directamente y a la incertidumbre asociada debe ser cuantificada indirectamente por distintos métodos (Scanlon *et al.*, 2002; Heppner *et al.*, 2007; Lihe *et al.*, 2011), esperando consistencia en los resultados, aunque ello no implique precisión (Healy & Cook, 2002).

La estimación de la recarga natural es compleja (Sophocleous, 1993; Healy & Cook, 2002; Lerner, 2002; Scanlon *et al.*, 2002), sobre todo cuando se conoce de manera muy limitada el funcionamiento del acuífero, y se requiere cuantificar su variabilidad espacial y temporal (Scanlon *et al.*, 2002). Con frecuencia los modeladores, planificadores y diseñadores de políticas para el manejo de acuíferos obvian la variabilidad de la recarga y asumen un valor promedio para toda la cuenca, la cual es estimada como una fracción de la precipitación o es ajustada como

parámetro de calibración en un modelo de simulación numérica (Dripps & Bradbury, 2009).

La cuantificación de la recarga implica la recarga directa, la recarga puntual y la recarga indirecta (Lerner, 2002). Debido a la complejidad en la determinación de la recarga directa o natural (utilizados como sinónimos en este documento), varios autores, entre ellos, Lerner (1990), Scanlon *et al.* (2002), Lerner (2002), Healy y Cook (2002), y Doble y Crosbie (2017) enfatizan la necesidad del uso de varias técnicas para su estimación, reduciéndose así la incertidumbre. La aplicación de las técnicas depende principalmente de su variación espacial y temporal, la disponibilidad de información, clima predominante, tasa de recarga, periodo de tiempo representado y extensión superficial en la cual se realizan los estudios (Lerner, 1990; Lerner, 2002; Scanlon *et al.*, 2002; Doble & Crosbie, 2017). Estas técnicas son explicadas en detalle por Scanlon *et al.* (2002), Lerner (2002), Seiler y Gat (2007), y Healy y Scanlon (2010).

Un método físico de la zona subsuperficial muy utilizado en climas húmedos es el balance de humedad de suelo (SWB) (Thornthwaite, 1948; Thornthwaite & Mather, 1955; Thornthwaite & Mather, 1957). El procedimiento se enfoca en establecer el balance de agua para la zona radicular. Según Steenhuis y Van-Der-Molen (1986), el SWB ha sido aplicado con éxito para balances de agua a nivel de cuenca y para estimar la recarga de agua subterránea. Una de sus principales ventajas es el uso de información climática y geográfica comúnmente disponible. Sin

embargo, en muchas ocasiones, principalmente en países en desarrollo, la escala de cálculo temporal es mensual, lo cual puede llegar a subestimar los resultados hasta un 25 % con respecto a estimaciones diarias (Rushton & Ward, 1979).

Varios estudios (Dripps & Bradbury, 2007; Dripps & Bradbury, 2009; Stanton, Ryter, & Peterson, 2012; Davis & Putnam, 2013; Mair *et al.*, 2013; Cao, Scanlon, Han, & Zheng, 2016; Day & Simpkins, 2018, entre otros) han determinado la variabilidad espacial y temporal de la recarga de agua subterránea con el uso del SWB incorporando la variabilidad espacial y temporal de la recarga mediante programas estructurados cuyos módulos utilizan sistemas de información geográfica. De forma más reciente, otros autores (Izuka *et al.*, 2018; McLean *et al.*, 2019) han manejado gran cantidad de datos con la incorporación del formato NetCDF para modelos de recarga diaria de varios años con el SWB (Westenbroek, Engott, Kelson, & Hunt, 2018), facilitando la visualización y el manejo de las series temporales de recarga.

El uso de trazadores químicos en la zona saturada también ha sido ampliamente utilizado para estimar la recarga de agua subterránea, en especial los cloruros, debido a su bajo costo y facilidad para determinarlos y cuantificar la recarga. El método del balance de masa de cloruros (CMB) fue propuesto por Eriksson y Khunakasem (1969), y ha sido utilizado por distintos investigadores para cuantificar la recarga de agua subterránea. Por ejemplo, Edmunds y Gaye (1994) lo utilizaron en la zona intersticial y en pozos someros en un extenso acuífero costero de Senegal; por su

parte, Ng, McLaughlin, Entekhabi y Scanlon (2010) lo emplearon en la evaluación de los efectos del cambio climático en la recarga mediante mediciones de cloruros en la zona no saturada.

Mientras tanto, Lihe *et al.* (2011) cuantificaron la tasa de recarga para Ordos Plateau, China; Crosbie, McCallum, Walker y Chiew (2012) lo utilizaron como parámetro de comparación de un modelo para evaluar la recarga episódica (pulsos irregulares e infrecuentes de recarga de agua subterránea según Lewis y Walker (2002)) alterada por los efectos del cambio climático en el acuífero High Plains, EUA. Por su parte, Marrero-Díaz *et al.* (2015) determinaron la recarga neta total para un año húmedo en el acuífero volcánico Las Cañadas, Islas Canarias; Ifediegwu (2020) lo usó en una zona del estado de Enugu, Nigeria, caracterizada por clima húmedo; mientras que Nemaxwi, Odiyo y Makungo (2019) lograron presentar la distribución espacial de la recarga a partir de determinaciones puntuales de recarga en un acuífero cuaternario en la provincia de Limpopo, Sudáfrica.

En el acuífero de San Salvador, la distribución espacial y temporal de las tasas de recarga de agua subterránea aún se entiende muy poco. Tradicionalmente, su estimación ha sido con el método de balance de humedad de suelo a escala mensual sobre una base de datos climáticos multianuales, y en un ámbito espacial que agrupa características físicas y climáticas del territorio (Servicio Hidrológico Nacional, 2005; MARN, 2016a). Este análisis proporciona valores medios de la recarga que desestima su variación en el espacio y el tiempo, lo cual es principalmente

preocupante cuando se trata de la recarga para años secos, donde la recarga puede disminuir de modo considerable. Además, los cálculos existentes aún no han sido contrastados con metodologías alternativas que aumenten la confiabilidad de los resultados. Esto podría llegar a impactar de forma negativa en la planificación sostenible del acuífero.

El objetivo de este estudio es determinar la variabilidad espacial y temporal de la recarga natural de agua subterránea en el acuífero urbano de San Salvador para el periodo 2012-2015, que contempla años húmedos y secos, mediante el SWB en un paso de tiempo diario y en una red discreta definida para la zona. Los datos son contrastados con estimaciones de la recarga realizados mediante el CMB para dos años: 2008 y 2015. Con los resultados se pretende proporcionar información consistente y más confiable a los tomadores de decisión para el desarrollo sostenible del acuífero que abastece el 41 % del área metropolitana de San Salvador y alertar sobre la variabilidad de la oferta de agua subterránea para tomar decisiones conscientes respecto a su explotación. Este estudio puede ser replicado en acuíferos con similares condiciones.

El acuífero de San Salvador: características climáticas, físicas y antrópicas que influyen el balance de agua subterránea

El acuífero de San Salvador suministra alrededor del 42 % de la demanda de agua de la región más densamente poblada de El Salvador (Digestyc, 2008): la región metropolitana de San Salvador (AMSS); se localiza en el subsuelo de dicha zona, en la subcuenca alta del río Acelhuate, cuya área es de unos 362 km² (**Figura 1**). La zona se caracteriza por ser muy accidentada al sur y presentar menores pendientes al norte; sus elevaciones varían de 1 917 a 359 msnm. Posee un clima tropical con dos estaciones de seis meses cada una, una seca y una lluviosa; temperaturas medias anuales de 16.3 °C en la zona alta y 23.4 °C en la zona baja; la precipitación media registrada varía de 2 141 mm año⁻¹ en la parte alta a 1 731 mm año⁻¹ en la parte baja (MARN, 2016b).

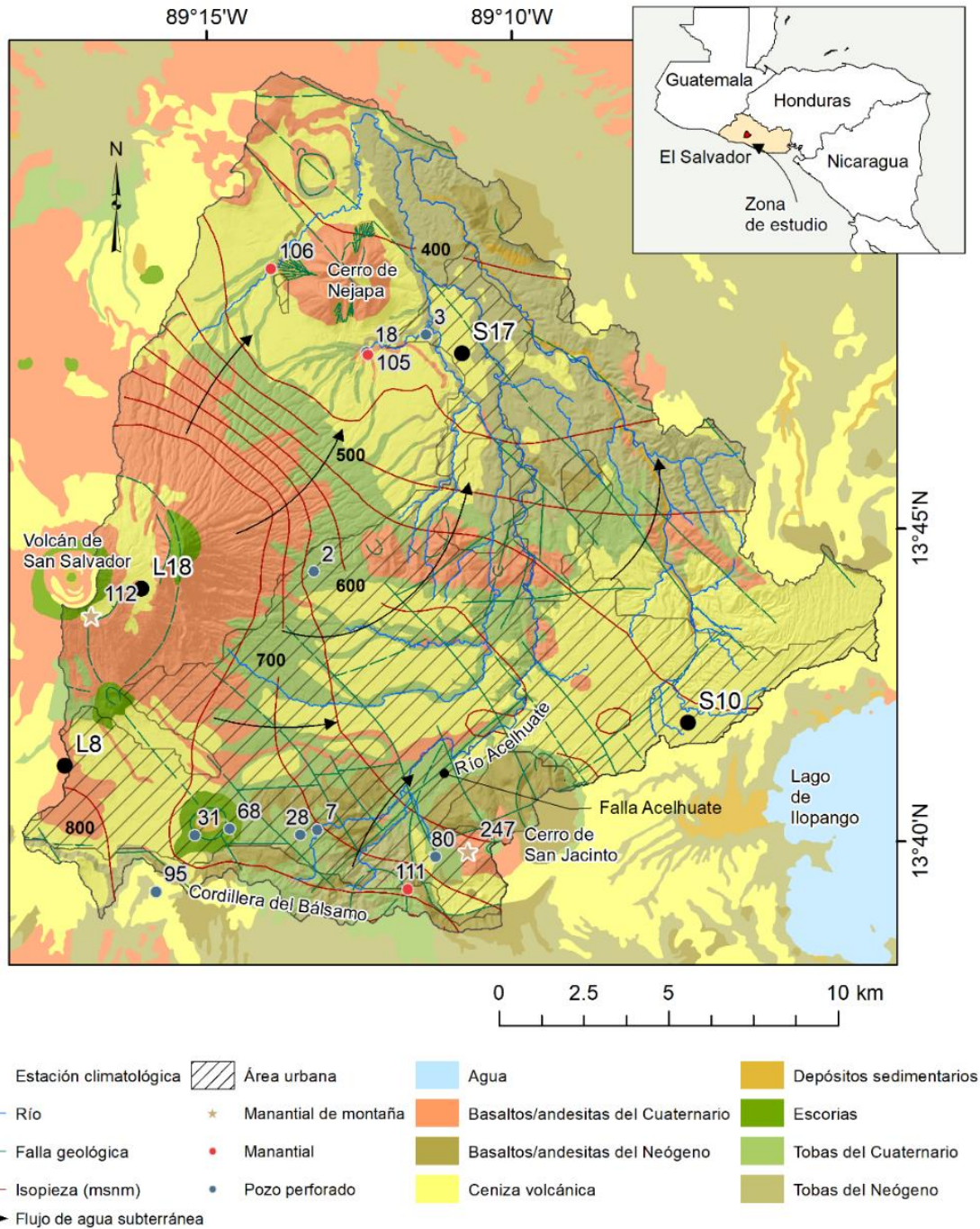


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio mostrando la geología superficial simplificada, nivel piezométrico y dirección de flujo, estaciones pluviométricas, pozos y manantiales muestreados para el método CMB (los números indican el código utilizado en este estudio) y principales accidentes geográficos.

De acuerdo con MARN y OPAMSS (2012), en la zona de estudio predominan las zonas urbanas, comerciales e industriales (41.65 %); café y bosques siempre verdes (22.24 %); granos básicos y cultivos asociados (18.46 %); frutales y monocultivos (13 %); el resto es utilizado por vegetación herbácea, playas y zonas de extracción de arena. En adición a lo anterior, la textura del suelo en la zona es predominantemente franca, lo cual favorece la infiltración. De acuerdo con Rico, Bourne y Menéndez (1965), el 63 % posee materiales franco arenosos, coincidiendo con las zonas altas y vegetadas, así como con gran parte de la zona urbana; el 19 % corresponde a materiales francos, al pie del volcán de San Salvador y al norte de la zona de estudio; el 13 % son materiales franco limosos, localizados al norte de la zona de estudio, y el 5 % restante es material de menor permeabilidad, que aparece cubriendo accidentes geográficos como el cerro de Nejapa (al norte) y las faldas del cerro de San Jacinto (al sur) (Figura 1).

Contexto geológico, estructural e hidrogeológico

El área de interés se originó como producto de la actividad tectónica, volcánica y erosiva de la región, entre el Neógeno y el Cuaternario. A raíz de la intensa actividad del Arco Volcánico Centroamericano (CAVA) (Carr & Stoiber, 1977), tres formaciones, en orden de antigüedad, afloran en la zona: Bálsamo, Cuscatlán y San Salvador (Williams & Meyer-Abich, 1955; Weber Wisemann, & Wittekindt, 1974; Reynolds, 1980); todas consisten en interestratificaciones de piroclastos, tobas, y lavas basálticas y andesíticas, originadas sobre todo como producto de los materiales eyectados o erupcionados del estratovolcán de San Salvador, el nuevo volcán Boquerón, y las calderas de Ilopango y Coatepeque (Schmidt-Thomé, 1975; Lexa, Šebesta, Chavez, Hernández, & Pécskay, 2012; Hernández & Jicha, 2019) (Figura 1).

Algunos autores (PNUD, 1972; ANDA, 2008; Barrera-de-Calderón, Garfias, Martel, & Salas-García, 2021a) han determinado que la zona más productiva del acuífero se localiza al sur del área de estudio y coincide con la presencia de lavas fracturadas interestratificadas con piroclastos; en esas zonas, la conductividad hidráulica puede alcanzar 10^3 m.d^{-1} . Mientras que la mayor extensión y espesor del acuífero corresponde con piroclastos y tobas, en los cuales las conductividades hidráulicas oscilan

entre 10^{-2} y 1 m.d^{-1} (un mapa de distribución de conductividades hidráulicas en la zona de estudio puede ser consultado en Barrera-de-Calderón *et al.*, 2021a).

En ese contexto hidrogeológico, se han identificado dos sistemas principales de flujo (Barrera-de-Calderón, 2010; Barrera-de-Calderón *et al.*, 2021a): el primero circula radialmente desde el volcán de San Salvador y luego se conduce hacia el norte, en una tendencia similar al recorrido del río Acelhuate; el segundo se mueve inicialmente al noreste y luego hacia el norte, para converger con el primero en la salida de la subcuenca.

Además, autores como PNUD (1972); MARN (2016a) y Barrera-de-Calderón (2010) han sugerido que las principales zonas de recarga en la zona de estudio se encuentran en las laderas del volcán de San Salvador; mientras que las principales descargas naturales han sido identificadas a lo largo de la falla Acelhuate en forma de manantiales, en el cambio de conductividad hidráulica entre los flujos de lava fracturada y los piroclastos (Barrera-de-Calderón *et al.*, 2021a).

Asimismo, la hidrogeoquímica del acuífero ha permitido confirmar que la principal fuente de recarga de agua subterránea corresponde a la precipitación, la cual, debido a su elevada importancia, es calculada en este estudio mediante el SWB y CMB. Sin embargo, existe un aporte de recarga urbana procedente de fugas en los sistemas de agua potable y alcantarillado de la ciudad que debe tenerse en cuenta, en especial por

sus efectos en la calidad del agua y el balance hidrológico (Barrera-de-Calderón, Garfias, Martel, & Salas-García, 2021b). Para evitar el efecto de dicha recarga en el CMB, se eligieron aquellos pozos localizados aguas arriba de las zonas urbanas, en los límites entre dicha zona y el área vegetada. En estos pozos se consideró que la afectación del urbanismo, si existiese, es tan pequeña comparada con la recarga natural, que puede despreciarse.

Métodos y modelos utilizados

Balance de humedad del suelo (SWB 2.0)

El modelo de balance de humedad de suelo (SWB 2.0) (Westenbroek *et al.*, 2018) se empleó para estimar la recarga natural potencial de agua subterránea, cuantificada en este artículo como la infiltración neta que pasa la zona radicular en el subsuelo (Dripps & Bradbury, 2007). El SWB 2.0 es un modelo determinístico, cuasi tridimensional, basado en datos

físicos del suelo y climáticos para la zona de estudio (Dripps & Bradbury, 2009), el cual utiliza el método de Thornthwaite-Matter modificado para tener en cuenta la humedad del suelo.

Está integrado por tres reservorios que almacenan agua, denominados nieve, intercepción y suelo. Para el caso de climas tropicales, el reservorio de nieve no es considerado, mientras que el reservorio de intercepción acumula agua interceptada diariamente por el dosel de los árboles y la vegetación, previo a su contacto con el suelo. La variación diaria en la humedad del suelo es modelada en el reservorio de suelo para el dominio del modelo discretizado mediante celdas de un ráster con profundidad igual a la zona radicular mediante la Ecuación (1). En esta ecuación se consideran los ingresos y salidas de humedad al reservorio; asimismo, se considera la humedad del día antecedente como una condición inicial para el día de simulación:

$$HS = P - Int - Esc - ET + HS_i \quad (1)$$

Donde HS representa la humedad del suelo para el día de simulación en mm; P , la precipitación en mm; Int , la intercepción de la vegetación (mm); Esc , la escorrentía superficial en mm; ET , la evapotranspiración real en mm, y HS_i representa a la humedad del suelo en el día previo a la simulación en mm.

Se asume que la humedad del suelo oscila entre el punto de marchitez permanente y la capacidad de campo, que varían con la textura del suelo. La diferencia entre ambos valores corresponde a la capacidad de agua disponible en el suelo. El total de agua disponible para el suelo se calcula con la Ecuación (2). Cada vez que la humedad del suelo supera este valor, se considera que un evento de recarga de agua subterránea ha ocurrido en esa celda:

$$TAW = (HS_{cc} - HS_{PMP}) \cdot PR \quad (2)$$

Donde TAW es la capacidad total de agua disponible (mm); HS_{cc} , la humedad del suelo a capacidad de campo (mm m^{-1}); HS_{PMP} , la humedad de suelo en el punto de marchitez permanente (mm m^{-1}), y PR corresponde a la profundidad efectiva de raíces de la vegetación (m).

En el modelo de recarga del acuífero de San Salvador, el cálculo de la humedad del suelo para cada día de simulación en cada celda del modelo requirió de un conjunto de datos ráster diarios de lluvia, y temperatura máxima y mínima, dirección de drenaje superficial, así como uso y textura del suelo para los módulos de escorrentía, evapotranspiración e intercepción, según el caso. Asimismo, los ráster textura y uso de suelo se usaron para calcular la capacidad total de agua disponible.

Asimismo, los métodos, opciones de cálculo, y especificaciones de mallas de entrada y salida para el modelo de recarga se codificaron mediante un archivo de control, complementado con una tabla de búsqueda mediante la cual se relacionaron los archivos ráster y los valores de los parámetros relativos al uso y textura de suelo.

Los datos crudos de lluvia y temperatura diaria se obtuvieron de los registros del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN); presentaban datos faltantes, principalmente debido a fallas en el equipo o errores de medición, y por lo tanto se requirió un proceso de relleno de datos. El relleno de las series de precipitación se realizó para el periodo 2012-2015 (cuatro años que presentaron la menor cantidad de datos faltantes).

Para el relleno de los datos se utilizó una regresión lineal simple para la estación L8 Procafé, y una regresión lineal múltiple para las estaciones S04 Apopa y L18 Boquerón (Figura 1 y Figura 2), donde se obtuvieron las correlaciones más altas. La estación base para completar las series fue la estación Ilopango S10, la cual cuenta con uno de los registros más completos que tiene el país sobre precipitación y temperatura para el periodo 1970-2015.

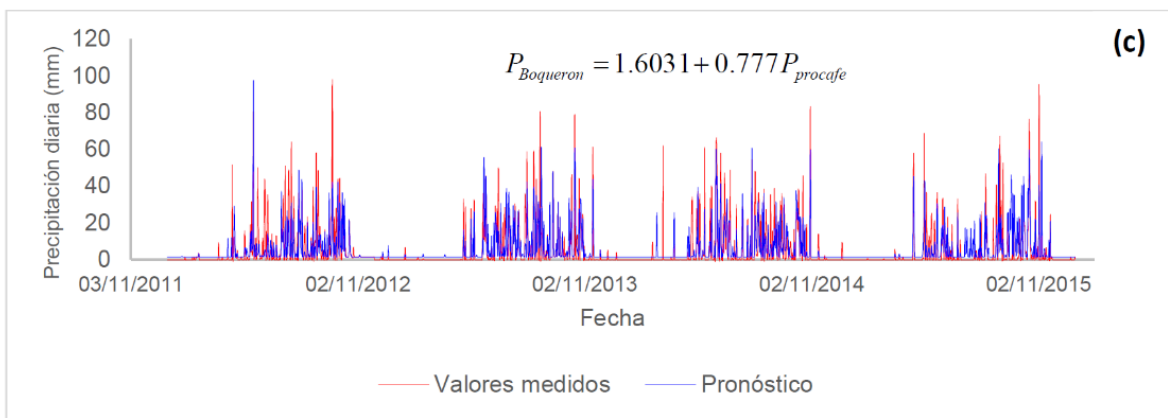
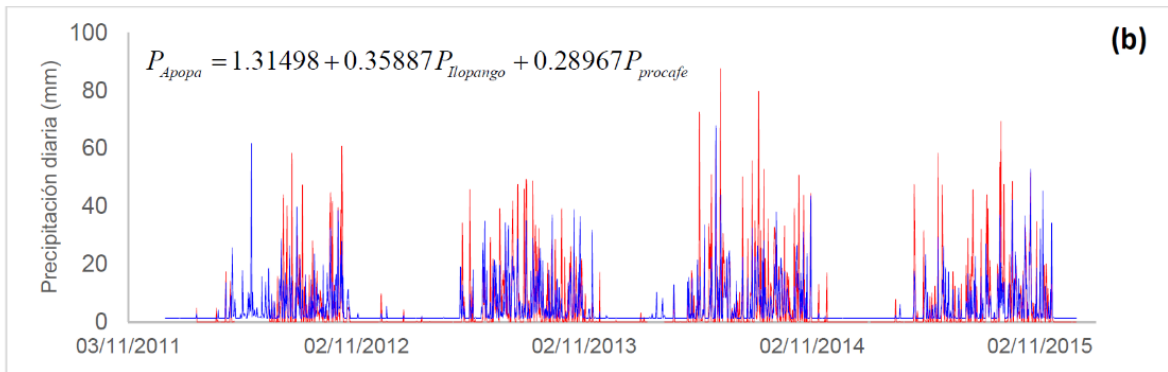
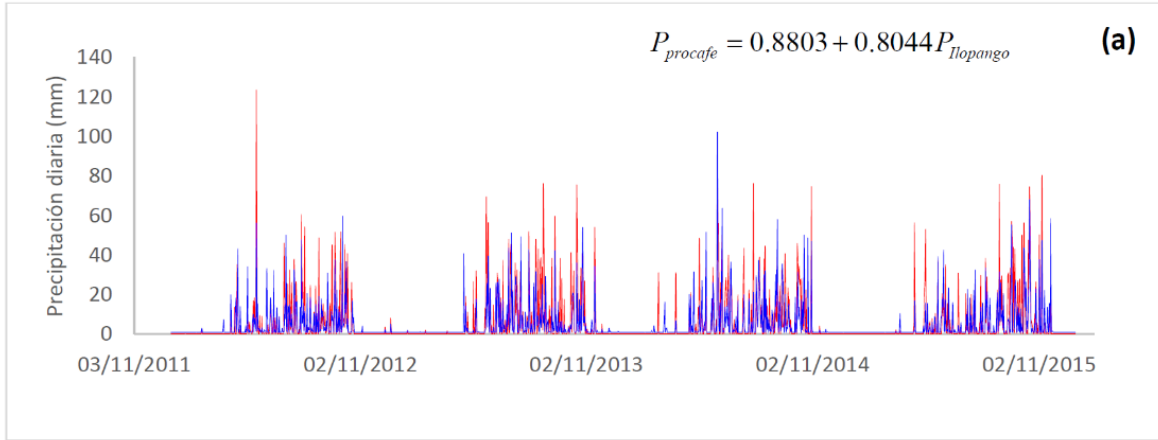


Figura 2. Comparación de series de datos de precipitación diaria rellenadas para tres estaciones climatológicas de la zona de estudio: a) estación L8 Procafé; b) estación S04 Apopa, y c) estación L18 Boquerón.

A su vez, los datos de temperatura máxima, media y mínima diaria se obtuvieron del registro de monitoreo climático del MARN para las estaciones L18 (1 588 msnm), L8 (964 msnm) y S10 (615 msnm), que cuentan con monitoreo diario de este parámetro entre los años 2005 y 2017. En la estación S17 (420 msnm) no se contó con dicho registro, por lo tanto, los valores para la estación S17 se calcularon a partir de la ecuación de la recta que describe la tasa de cambio de temperatura con elevación "lapse rate" (Holden & Rose, 2011) para la zona. El análisis se hizo a partir de los datos diarios de las tres estaciones para un registro de 12 años comprendido entre 2005 y 2015 (Figura 1 y **Figura 3**).

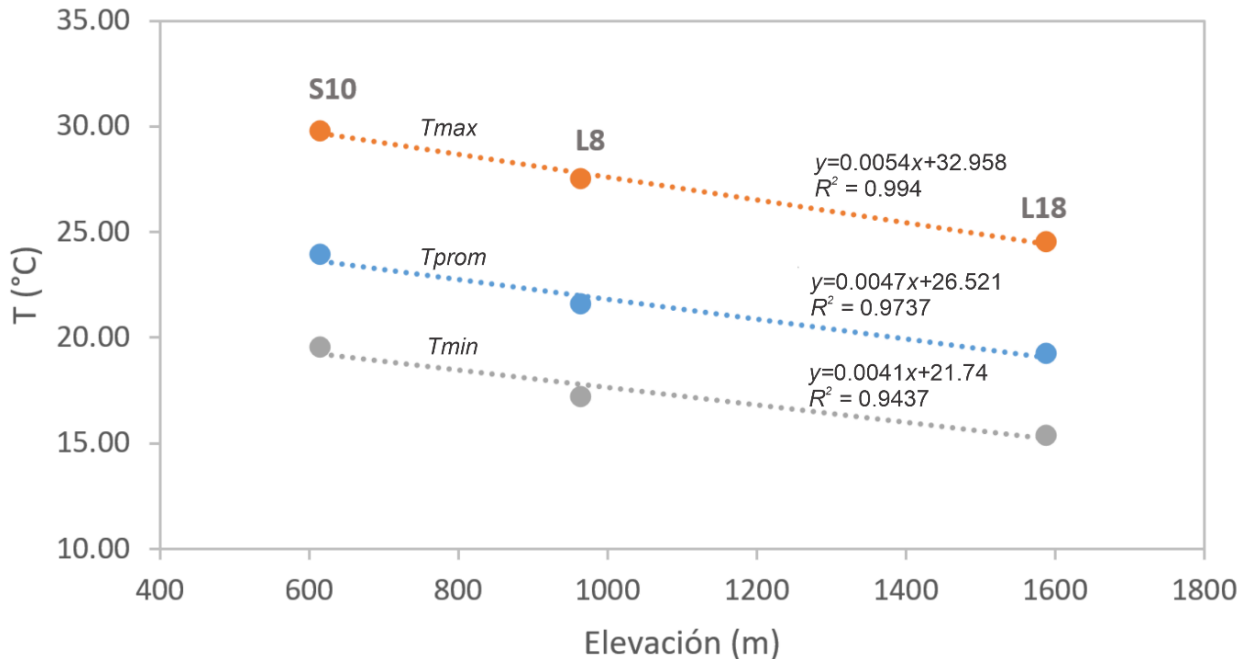


Figura 3. Tasa de cambio de temperatura máxima, media y mínima con elevación en el AMSS para el periodo 2005-2015. Asimismo, se muestra la ecuación de regresión y el valor de R^2 .

El modelo de recarga se elaboró en un dominio de 31.05 x 29.70 km y celdas de 90 x 90 m, totalizando 113 850 celdas de análisis, que comprendía en su interior a la zona de estudio. Para ello, un total de 1 461 ráster diarios de precipitación, temperatura máxima y mínima se elaboraron para los cuatro años de análisis utilizando el método de la distancia cuadrática inversa mediante un algoritmo programado en GNU Octave (Eaton, Bateman, Hauberg, & Wehbring, 2019), totalizando 4 383

ráster climáticos para todo el periodo analizado. Por su parte, los ráster de las características físicas y uso del suelo se elaboraron con ArcGis 10.3.

El ráster de usos de suelo (Figura 4a) fue reclasificado y agrupado en 10 usos de los 31 identificados en todo el dominio (ocho usos en la zona de estudio), utilizando el esquema de Anderson Nivel II (Anderson, Hardy, Roach, & Witmer, 1976) (Figura 4a). El ráster de grupo hidrológico de suelos se elaboró a partir de la textura del suelo detallada en el levantamiento general de suelos (Rico *et al.*, 1965). Las seis texturas identificadas dentro de la zona de estudio también se reclasificaron y agruparon en cuatro grupos hidrológicos de suelo (Figura 4b), atendiendo la clasificación del NRCS y ARS (2003), y tomando en cuenta lo sugerido por Westenbroek *et al.* (2018).

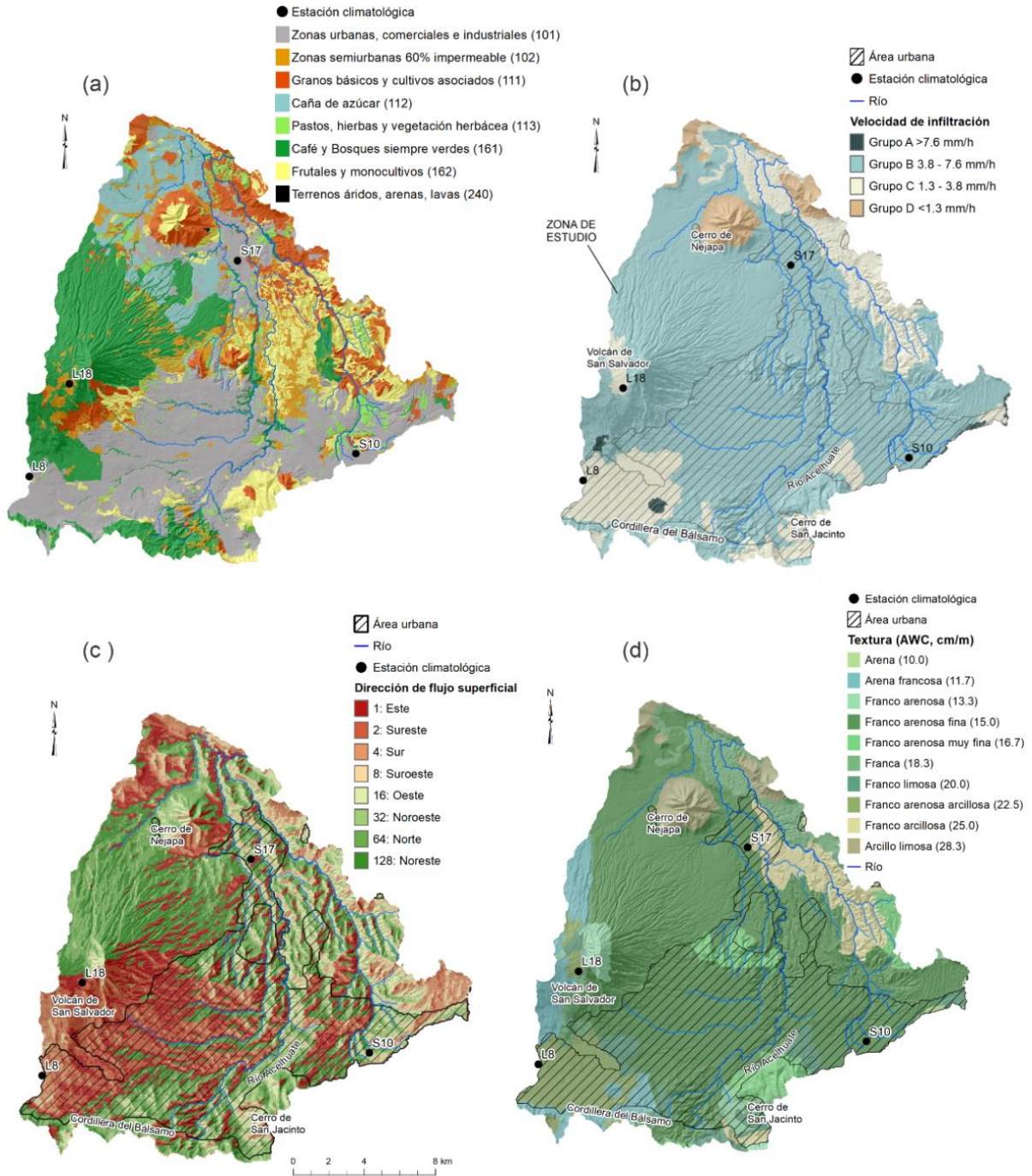


Figura 4. Distribución de las características físicas del AMSS utilizadas en el modelo SWB: a) uso del suelo clasificado en ocho categorías según Anderson Nivel II (Anderson *et al.*, 1976); b) velocidad de infiltración (NRCS & ARS, 2003), definida a partir de las texturas del suelo según Rico *et al.* (1965); c) dirección de flujo superficial definido a partir del DEM utilizando el método D8 (Greenlee, 1987); d) capacidad de retención de agua en el suelo.

Por su parte, la malla de dirección de flujo (Figura 4c) se definió a partir del geoprocesamiento del modelo de elevación digital del terreno, utilizando la herramienta *Flow Direction* en el módulo *Hydrology* del *Spatial Analyst* de ArcGis 10.3. Mientras que la malla de la capacidad de agua disponible en el suelo se elaboró a partir de los valores recomendados por Westenbroek, Kelson, Dripps, Hunt y Bradbury (2010) para distintas texturas de suelo (Figura 4d). Dicha variable factorizada con la profundidad de las raíces, definida a partir del mapa de usos de suelo, proporcionó la máxima capacidad de retención de agua en el suelo para cada celda en el dominio del modelo. Este es el valor que debe superar la humedad del suelo en el día de simulación de la Ecuación (1) para contabilizar como recarga.

A la vez que se preparó las mallas, se configuró un archivo de control para correr el modelo de recarga, en él se indicaron los métodos para cada variable del balance (Ecuación (1)); los archivos de entrada, su formato y proyección espacial; el periodo de simulación, y los archivos de salida. La interceptación se calculó con el método de la cubeta, que asume un porcentaje constante de retención de la lluvia en el follaje por cada evento de precipitación (Schosinsky, 2006; Siles, Vaast, Dreyer, & Harmand, 2010).

Por su parte, la escorrentía superficial se calculó mediante el método del número de curva del NRCS, con la variante de la reducción del término de abstracción inicial a un 5 % de la máxima capacidad de almacenamiento de agua en el suelo (S_{max}) (Woodward *et al.*, 2003). Ello implica que la escorrentía inicia con precipitaciones de menor intensidad que con el método original del NRCS.

Para este módulo, los números de curva se asignaron a partir de Cronshey *et al.* (1986), que se aumentan o disminuyen en el programa a partir de la precipitación de los cinco días previos, pues ello influye sobre las condiciones de humedad antecedente del suelo y la facilidad que tiene para generar escorrentía. Mayores detalles del método pueden consultarse en Westenbroek *et al.* (2018, 2010). El módulo de aporte de escorrentía de las celdas contiguas "runoff routing" se desactivó para el modelo de recarga, a fin de evitar un sobredimensionamiento del ingreso de agua al suelo.

Para el cálculo de la evapotranspiración potencial se utilizó el método de Hargreaves-Samani (Hargreaves & Samani, 1985), apropiado para casos con datos limitados como en la zona de estudio. El método requiere temperaturas máximas y mínimas diarias, así como radiación solar extraterrestre, la cual es calculada en el programa mediante la ubicación espacial de la zona de estudio. Por su parte, la evapotranspiración real se calculó con el método de Thornthwaite-Mather (Thornthwaite, 1948; Thornthwaite & Mather, 1955; Thornthwaite & Mather, 1957).

Una vez modelado el sistema, los resultados del SWB se obtuvieron en NetCDF (*Network Common Data Form*), el cual consiste en un conjunto de librerías y formatos de datos independientes del sistema operativo que admiten la creación, acceso e intercambio de datos científicos orientados a matrices (Rew *et al.*, 1989). Los archivos NetCDF de precipitación, evapotranspiración real, interceptación, escorrentía y recarga fueron procesados utilizando *Climate Data Operator* (CDO) (Schulzweida, 2019) para obtener los valores anuales de cada variable a partir de la suma de sus valores diarios en cada celda del modelo generando así los ráster de cada variable para los años 2012-2015 en la zona de estudio.

Balance de masa de cloruros (CMB)

El método de CMB se basa en la propiedad conservativa de los cloruros (Cl^-) y asume que la precipitación es la única fuente de aporte del anión cloruro que ingresa al flujo del agua subterránea (Eriksson & Khunakasem, 1969). Así, en un evento de precipitación, el flujo del Cl^- depositado en la superficie del suelo es igual al flujo de Cl^- que cruza la zona radicular con el agua infiltrada (Flint, Flint, Kwicklis, Fabryka-Martin, & Bodvarsson, 2002). Cuando el flujo avanza en profundidad, hay agua que se extrae por evapotranspiración, por lo tanto, la concentración de Cl^- en el agua de la zona no saturada se incrementa mientras la tasa de infiltración se reduce.

Entonces, la infiltración neta es el flujo de agua que se mueve en la zona fuera del efecto de la evapotranspiración, de forma tal que la concentración de Cl^- permanece relativamente constante debajo de esa profundidad y por su carácter conservativo se mueve a la misma velocidad que el agua (Espinosa-Martínez, Custodio, & Loaso-Vierbücher, 2015). La tasa de infiltración neta se puede estimar a partir de las concentraciones de cloruro utilizando la Ecuación (3):

$$R = \frac{PC_p}{C_{wg}} \quad (3)$$

Donde P es la precipitación media anual efectiva por área (mm); R , la recarga total (mm); C_p , la concentración media de cloruro en la precipitación (mg l^{-1}), y C_{wg} es la concentración de cloruro en el agua subterránea (mg l^{-1}).

En países como El Salvador, la deposición de Cl^- aún no es monitoreada de forma sistemática, por lo tanto, los datos disponibles son escasos y responden a objetivos puntuales. Durante este estudio se monitoreó la concentración de Cl^- en lluvia de tres meses: agosto, septiembre y octubre de 2017. Las mediciones se realizaron en dos estaciones localizadas dentro de la zona de estudio. Los resultados de los análisis de Cl^- en lluvia se promediaron con datos reportados por Barrera-de-Calderón (2010) en dos manantiales de montaña (Tabla 1 y Figura 1), cuya química se asemeja a la del agua de lluvia, asumiendo que los manantiales de montaña presentan concentraciones de Cl^- similares a los registrados en la precipitación (Flint *et al.*, 2002).

Tabla 1. Concentración de cloruros en lluvia para cada subzona utilizada en el CMB.

ID	X (m)	Y (m)	Elevación (msnm)	Fecha	Cl^- (mg l^{-1})
Zona 1 Volcán de San Salvador					
112 (manantial)	4 695 83.46	289 542.74	1 728	17/07/2009	4.2

112 (manantial)	469 583.46	289 542.74	1 728	03/11/2009	2.6
L-18	469 536.00	290 480.00	1 588	Sept-nov. 2017	0.5
L-8	468 809.00	285 134.00	965	Sept-nov. 2017	0.5
Promedio					1.95
Zona 2 San Jacinto					
247 (manantial)	480 697.59	282 596.44	786	15/07/2009	4.2
L-18	469 536.00	290 480.00	1 588	Sept-nov. 2017	0.5
L-8	468 809.00	285 134.00	965	Sept-nov. 2017	0.5
Promedio					1.73

Las concentraciones de Cl^- reportados por Barrera-de-Calderón (2010) en los manantiales de montaña oscilan entre 2.60 y 4.2 mg l^{-1} . Estos valores se encuentran en el rango de los valores de Cl^- en lluvia reportados para distintas partes del planeta, por ejemplo, Ting, Kerh y Liao (1998) reportaron valores entre 0.90 y 2.19 mg l^{-1} en Ping Tung, Taiwán. Flint *et al.* (2002) reportaron una concentración media anual de deposición de Cl^- de 0.35 mg l^{-1} en Yucca Mountain, EUA. Por su parte, Lihe, Guangcai, Zhengping y Ying (2010) midieron valores entre 2.30 y 11.79 mg l^{-1} , en Ordos Plateau, China; Naranjo, Cruz-Fuentes, Cabrera, & Custodio (2015) reportaron valores de 4.2 a 9.2 mg l^{-1} en Gran Canaria,

España, y Demlie (2015) registró valores entre 0.37 y 2.02 mg l⁻¹ en Etiopía central.

A partir de la localización de los manantiales con registro de concentraciones de Cl⁻, la zona de estudio se dividió en dos subzonas (Figura 1), las cuales, a su vez, corresponden con los flujos principales determinados por Barrera-de-Calderón *et al.* (2021b), donde se establece el modelo hidrogeoquímico conceptual del acuífero de San Salvador. Para cada subzona se determinó la concentración promedio de Cl⁻ (Tabla 1). Las muestras de Cl⁻ en agua subterránea se obtuvieron tomando en cuenta la extensión urbana de la zona de estudio, y la suposición de un ambiente conservativo en el sistema (Scanlon *et al.*, 2002; Seiler & Gat, 2007; Demlie, 2015; Crosbie, Peeters, Herron, McVicar, & Herr, 2018). Esto se fundamenta, por una parte, en la ubicación de los puntos de muestreo de agua subterránea, los cuales se localizan dentro del área la zona urbana del AMSS que limita con la parte alta de la cuenca (Figura 1), donde se considera que ocurre la mayor recarga natural que ingresa al acuífero (PNUD, 1972; Gil, 2007; Barrera-de-Calderón 2010; Guevara-Retana, 2013; MARN, 2016a).

Por otra parte, en la selección de las muestras de agua subterránea para el CMB, además del criterio de ubicación, se consideraron sólo las muestras que tuviesen concentraciones del ion nitrato inferiores a 10 mg l⁻¹ (Naranjo *et al.*, 2015), y con una relación cloruros:nitratos inferior que 2:1 (BGS, 2004), para descartar la recarga de fuentes distintas a la precipitación, como los sistemas de alcantarillado y cultivos. Asimismo,

se despreció la influencia geotermal en los puntos analizados debido a que la composición química e isotópica de las muestras de agua subterránea consideradas en el CMB indica que su principal fuente de recarga es la precipitación (Barrera-de-Calderón *et al.*, 2021b) y que la presencia de trazadores característicos de influencia geotermal como el sodio obedece principalmente a procesos de disolución de la roca e intercambio catiónico (Rman, 2016; Neal & Kirchner, 2000).

Así, para estimar la recarga por medio del CMB se evaluó un conjunto de 11 muestras de agua subterránea de pozos de producción que captan diversos estratos geológicos y manantiales distribuidas en ocho puntos, tomadas durante el año 2009 (Barrera-de-Calderón, 2010); y siete muestras en cinco puntos correspondientes al año 2016 (Figura 1), que forman parte de los análisis químicos realizados por Barrera-de-Calderón *et al.* (2021b). Algunos puntos se repiten en ambos periodos. Además, cuando se reportaron dos muestras para un mismo punto en un mismo año se obtuvo el promedio anual para ese punto.

El balance de masas se calculó para cada muestra a partir de la lluvia efectiva que ingresa al sistema, esto es, el agua que entra en contacto directamente con el subsuelo e inicia un proceso de descenso por la zona radicular, superándola para luego llegar a la zona saturada. Por ello, la escorrentía e intercepción del follaje de los años precedentes se estimaron como porcentajes medios de la precipitación para la estación Boquerón L18 en la zona 1, e Ilopango S10 en la zona 2. Ambas variables

se dedujeron de la precipitación total del año previo para obtener la lluvia efectiva en cada zona (Tabla 2).

Tabla 2. Variables climáticas por zona utilizadas para el cálculo de la precipitación efectiva para cada año de muestreo.

Zona	Precipitación (mm)		Intercepción (%)			Escorrentía (mm)		
	2009 (mm)	2016 (mm)	%	2009 (mm)	2016 (mm)	%	2009 (mm)	2016 (mm)
1	2 090.71	1 905.20	8.19	171.23	156.04	21.93	458.49	417.81
2	1 791.15	1 877.00	9.01	161.38	169.12	18.64	333.87	349.87

Resultados y discusión

Variabilidad espacial y temporal de la recarga de agua subterránea simulada mediante el balance de humedad del suelo (SWB)

La Figura 5 muestra el comportamiento de componentes del balance de humedad del suelo, la media aritmética y desviación estándar en mm año^{-1} para los años 2012 a 2015. Asimismo, se presenta la cantidad de días de lluvia para cada año modelado. Los resultados indican que la mayor variabilidad de los parámetros es presentada por la precipitación y recarga de agua subterránea (Scanlon *et al.*, 2002; Mair *et al.*, 2013), y en menor medida la evapotranspiración real y escorrentía, mientras que la interceptación y el cambio en el almacenamiento presentaron menos variación.

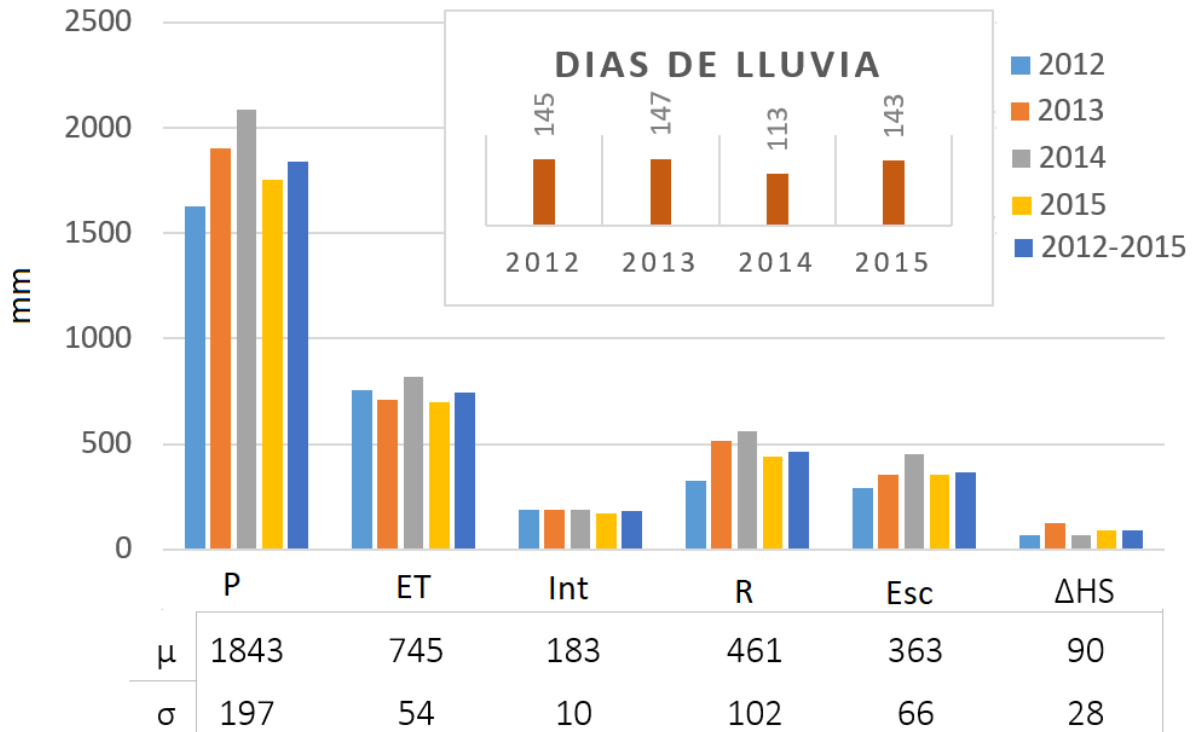


Figura 5. Variación de los componentes del balance hídrico en mm año⁻¹ para el acuífero de San Salvador en el periodo 2012-2015 y su promedio multianual. P: precipitación; ET: evapotranspiración real; Int: intercepción; R: recarga; Esc: escorrentía superficial; ΔHS: cambio en el almacenamiento.

Para los cuatro años analizados, la recarga varió entre 326 y 561 mm año⁻¹ (20.06-27.04 % de la lluvia anual), presentando mayores valores para los años más lluviosos (Figura 5). La evapotranspiración resultó con valores entre 698 y 818 mm año⁻¹ (39.7 y 39.18 %). Por su

parte, la escorrentía varió entre 291 y 451 mm año⁻¹ (17.9-21.6 % de la precipitación), y la intercepción varió entre 168 y 190 mm año⁻¹, cuyo promedio corresponde a un 9 % de la precipitación total, mientras que el cambio en el almacenamiento reportó los menores valores, que variaron entre 69 y 127 mm año⁻¹, posiblemente debido a la presencia de la zona urbana, que reduce las áreas permeables disponibles para el ingreso de humedad en el suelo.

Durante el periodo de análisis, el año más lluvioso no corresponde precisamente con el mayor número de días de lluvia, pero sí con la mayor recarga, mostrando una proporcionalidad directa entre la intensidad de la lluvia y la recarga (p. ej., el año 2014 en la Figura 5), similar a lo reportado por Kendy, Zhang, Liu, Wang y Steenhuis (2004), Crosbie *et al.* (2012), y Jasechko y Taylor (2015) para climas áridos. El ejemplo más notable es el año 2014 (más lluvioso), en el que resultó el mayor valor de recarga de agua subterránea (Figura 5). Estas lluvias intensas durante el año 2014 fueron reportadas por el MARN (<http://mapas.snet.gob.sv/hidrologia>) como eventos causantes de inundaciones en algunos puntos dentro de la zona de estudio.

En la Figura 6 se muestran los resultados de la distribución espacial de la recarga de agua subterránea para cada uno de los años estudiados en la zona de estudio. En general, los mayores valores de recarga se presentan en el volcán de San Salvador y cordillera del Bálsamo, coincidiendo con PNUD (1972), Gil (2007), Barrera-de-Calderón (2010), Guevara-Retana (2013) y MARN (2016a). Mientras que la zona urbana

refleja una notable reducción para todos los años. Los resultados también muestran la importancia de la ladera norte del volcán de San Salvador, no sólo por su significativo aporte a la recarga de agua subterránea, sino porque puede considerarse como una ventana en el tiempo que muestra la evolución de las principales zonas de recarga en la subcuenca del río Acelhuate.

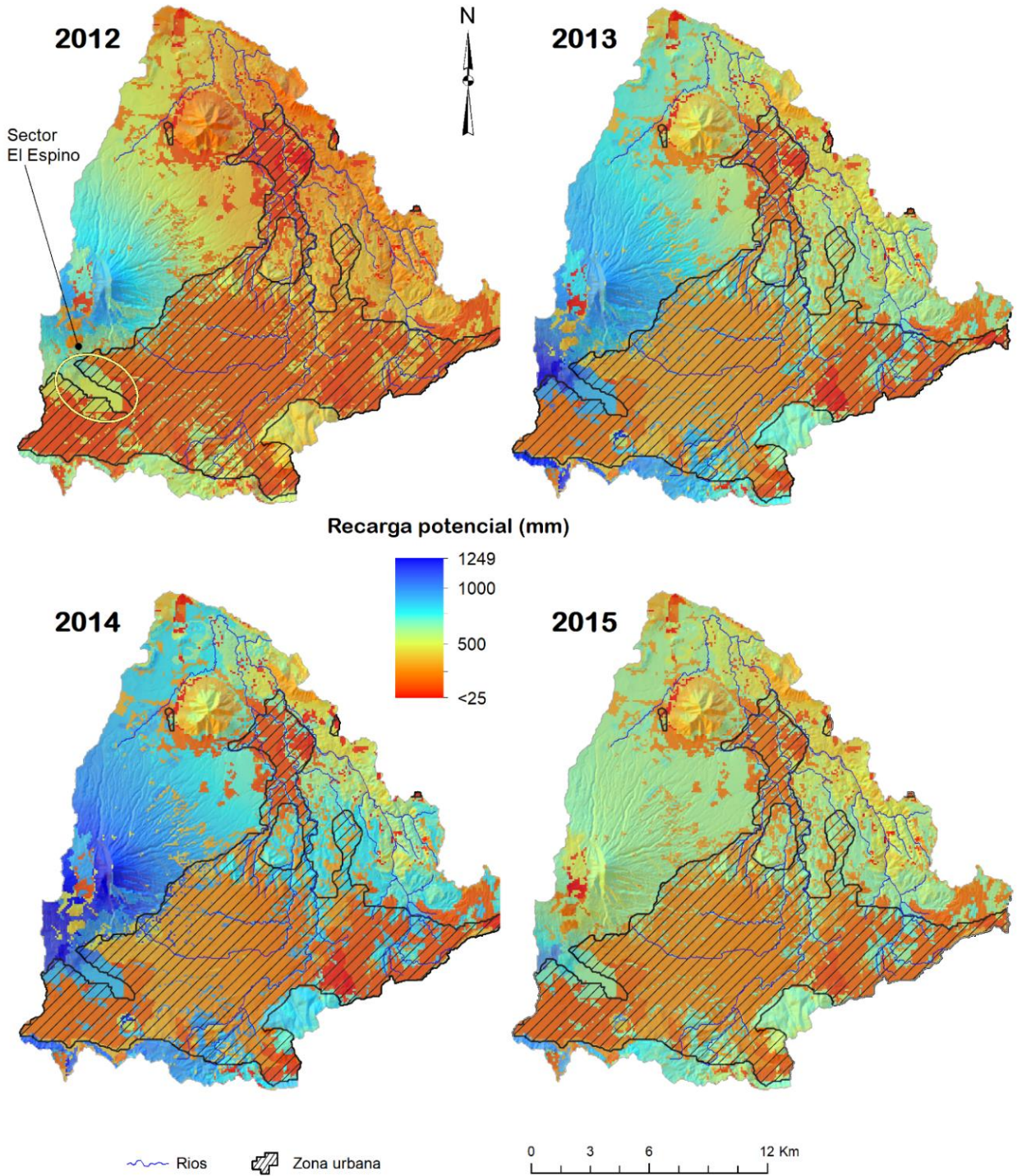


Figura 6. Distribución espacial de la recarga potencial promedio anual de agua subterránea en mm, simulada mediante el SWB para los años 2012 a 2015 en el acuífero urbano de San Salvador, destacando la zona urbana y el sector El Espino en la ladera sureste del volcán de San Salvador.

Los resultados del modelo SWB proveen una idea del impacto que ha ocasionado el avance del desarrollo del AMSS en la recarga de agua subterránea. Las diferencias de recarga entre la ladera norte (sin urbanización), y la ladera oriente y suroriental (con urbanización) en algunos puntos pueden superar los 400 mm año⁻¹ en años húmedos. Además, los resultados advierten sobre la afectación significativa que puede sufrir el acuífero si se sigue expandiendo el área urbana en las laderas sur y suroriental del volcán de San Salvador sin considerar su importancia hídrica, en particular del sector de la finca El Espino y alrededores que figura como un espacio fuertemente presionado por el desarrollo urbano (MARN, 2017) y con significativa importancia en la sostenibilidad del acuífero para los pozos del AMSS (Barrera-de-Calderón *et al.*, 2021a).

De similar importancia se vuelve la ladera norte del volcán de San Salvador, ya incluida en futuros proyectos urbanísticos del área de estudio y en planes de desarrollo para esa zona. En este caso, los ríos San Antonio y El Ángel, además de importantes manantiales del sector (Barrera-de-

Calderón *et al.*, 2021^a), podrían mostrar descensos significativos en su caudal base debido a la disminución de la recarga de agua subterránea y, en consecuencia, del nivel potenciométrico en el acuífero.

La elevada importancia del acuífero de San Salvador ha motivado a distintos autores (PNUD, 1972; Servicio Hidrológico Nacional, 2005; MARN, 2016a) a calcular su recarga de agua subterránea por ser un parámetro directamente asociado con la disponibilidad de agua. Todos los estudios anteriores han calculado la recarga de agua subterránea a escala mensual, esta es la primera vez que se realiza un cálculo a nivel diario para un acuífero del país.

La **iError! No se encuentra el origen de la referencia.** muestra los resultados de tres estudios en los cuales se determinó la recarga de agua subterránea: el PNUD (1972) calculó que la recarga de agua subterránea para cuatro años consecutivos, mediante la separación de hidrogramas, podía variar entre 169 y 221 mm año⁻¹ (10.0 y 11.3 % de la precipitación anual); estos valores son los más bajos reportados en los estudios de la zona y presentan significativas diferencias con estudios posteriores. En su estudio, PNUD (1972) igualó la recarga de agua subterránea a la descarga sin tener en cuenta un flujo subterráneo más profundo, que puede ser significativo (Scanlon *et al.*, 2002).

Tabla 3. Componentes anuales del balance hídrico determinados en estudios realizados en la cuenca alta del río Acelhuate.

P	R	ETR	Esc	Periodo de análisis	Fuente, método
1 673-1 986	169-221	1 171-1 390	333- 375	1967-1971	PNUD (1972), separación de hidrogramas
1 717.9	319	881.2	517.57	1971-2001	Servicio Hidrológico Nacional (2005), balance de humedad del suelo mensual- multianual
1 800	336		241.9	1965-2012	MARN (2016a)*, balance de humedad del suelo mensual- multianual
1 627- 2 086	326-561	698-818	291- 451	2012-2015	Este estudio**, balance de humedad del suelo, diario anual

*Algunos términos del balance no fueron reportados por los autores.

** No se presenta el valor de intercepción y cambio de almacenamiento. P: precipitación, R: recarga, ETR: evapotranspiración real, Esc.: escorrentía superficial (valor medio).

Los estudios posteriores fueron realizados mediante un balance hídrico de suelos, a nivel mensual con datos multianuales. El Servicio Hidrológico Nacional (2005) determinó que la recarga de agua subterránea en promedio para un periodo de 30 años es de 319 mm año⁻¹

¹; por su parte, el MARN (2016a), realizó un análisis similar para un periodo de 48 años, obteniendo una recarga promedio de 336 mm, la más elevada de los estudios comentados en este artículo.

En este estudio, la recarga resultó de 326-561 mm año⁻¹, mayor que en los estudios previos; posiblemente porque los periodos son distintos, se considera la variabilidad temporal y se toma en cuenta el aporte de lluvias intensas (Manna *et al.*, 2019), el cual no se considera cuando se hacen determinaciones a escalas de tiempo menos frecuentes. Otro factor que pudo influir es la diferencia en la distribución de las texturas de suelo, las cuales fueron tomadas en este estudio a una escala de 1:50 000 mientras que en los estudios del Servicio Hidrológico Nacional (2005) y MARN (2016a), la textura se estimó de un mapa a escala 1:100 000. De manera similar pueden compararse otros componentes del balance hídrico. La escorrentía superficial determinada mediante el SWB varía en un rango parecido al determinado por PNUD (1972) y MARN (2016a), e inferior a lo reportado por el Servicio Hidrológico Nacional (2005), mientras que la evapotranspiración real de este estudio resultó menor, lo cual se asocia con el hecho de que estos autores no consideraron la interceptación como uno de sus componentes, dejando más agua disponible en el suelo, los cuales se integran en los cálculos a los procesos de evaporación y transpiración de las plantas (Thornthwaite & Mather, 1955; Thornthwaite & Mather, 1957; Allen, 2006).

Estimación de la recarga de zonas no urbanas mediante el balance de masa de cloruros (CMB)

La **iError! No se encuentra el origen de la referencia.** presenta los datos y resultados de valores de recarga de agua subterránea estimados utilizando el método del CMB. Los resultados indican que la recarga varía con la precipitación y concentración de cloruros en el agua subterránea (Berehanu, Azagegn, Ayenew, & Masetti, 2017). La concentración de cloruros en lluvia resultó de 1.95 mg l⁻¹ para la zona 1 y 1.72 mg l⁻¹ para la zona 2.

Tabla 4. Recarga de agua subterránea en el acuífero de San Salvador determinada mediante el método del CMB para muestras tomadas en los años 2009 y 2016

ID	Fecha	Zona	P _{prom} (mm año ⁻¹)	Inter- cepción (mm año ⁻¹)	Esco- rrentía (mm año ⁻¹)	P _{efectiva} (mm año ⁻¹)	Cl _{precip} (mg L ⁻¹)	Cl _{gw} (mg L ⁻¹)	Recarga (mm año ⁻¹)	Recarga promedio (mm año ⁻¹)
AÑO 2009										
2	23/06/2009	1	2 090.71	171.23	458.49	1 460.99	1.95	8.51	334.77	444.52
2	29/10/2009	1	2 090.71	171.23	458.49	1 460.99	1.95	5.14	554.27	

3	08/09/2009	1	2 090.71	171.23	458.49	1 460.99	1.95	9.27	307.33	343.59
3	24/11/2009	1	2 090.71	171.23	458.49	1 460.99	1.95	7.50	379.86	
18	08/09/2009	1	2 090.71	171.23	458.49	1 460.99	1.95	6.31	451.49	451.49
28	03/09/2009	2	1 791.15	161.38	333.87	1 310.58	1.73	4.44	510.66	510.66
68	28/10/2009	1	2 090.71	171.23	458.49	1 460.99	1.95	4.11	693.17	693.17
80	03/09/2009	2	1 791.15	161.38	333.87	1 310.58	1.73	7.40	306.39	589.22
80	04/11/2009	2	1 791.15	161.38	333.87	1 310.58	1.73	2.60	872.04	
105	24/11/2009	1	2 090.71	171.23	458.49	1 460.99	1.95	9.10	313.07	313.07
111	15/07/2009	2	1 791.15	161.38	333.87	1 310.58	1.73	6.30	359.89	359.89
Recarga promedio									463.20	
Máximo									693.17	
Mínimo									313.07	
AÑO 2016										
2	29/11/2016	1	1 905.20	156.04	417.81	1 331.35	1.95	3.47	748.17	748.17
7	11/11/2016	2	1 877.00	169.12	349.87	1 373.40	1.73	2.98	797.31	797.31
31	10/11/2016	1	1 905.20	156.04	417.81	1 331.35	1.95	4.96	523.42	523.42
80	01/12/2016	2	1 877.00	169.12	349.87	1 373.40	1.73	6.45	368.37	368.37
95	10/11/2016	1	1 905.20	156.04	417.81	1 331.35	1.95	2.98	871.19	871.19
105	14/11/2016	1	1 905.20	156.04	417.81	1 331.35	1.95	6.95	373.55	373.55
106	14/11/2016	1	1 905.20	156.04	417.81	1 331.35	1.95	6.95	373.55	373.55
Recarga promedio									579.36	
Máximo									871.19	
Mínimo									368.37	

Cl_{precip} : concentración de cloruros en precipitación, Cl_{gw} : concentración de cloruros en agua subterránea.

Por su parte, las muestras de agua subterránea registraron valores entre 2.6 y 9.27 mg l⁻¹ de Cl⁻ (Tabla 4); este aumento de la concentración de Cl⁻ en las muestras analizadas es un claro indicador de la pérdida de agua en los procesos de evapotranspiración (Ting *et al.*, 1998; Flint *et al.*, 2002; Lihe *et al.*, 2010). Para los dos periodos evaluados, la concentración de Cl⁻ en el agua subterránea se incrementó entre 1.5 y 4.8 veces la concentración de entrada.

Los valores de recarga para las muestras del año 2009 resultaron entre 313 y 693 mm año⁻¹; mientras que para las muestras de agua subterránea tomadas en el año 2016, el CMB indicó recarga en el rango de 368 y 871 mm año⁻¹ (Figura 7). Los mayores valores de recarga para ambos periodos se presentan en el sector sur de la cuenca (511-871 mm año⁻¹), en los pozos localizados en las faldas del volcán de San Salvador y cerro de San Jacinto. Mientras que en los pozos del norte, la recarga varía entre 313 y 451 mm año⁻¹. En las faldas del cerro de San Jacinto, la recarga oscila entre 360 y 589 mm año⁻¹.

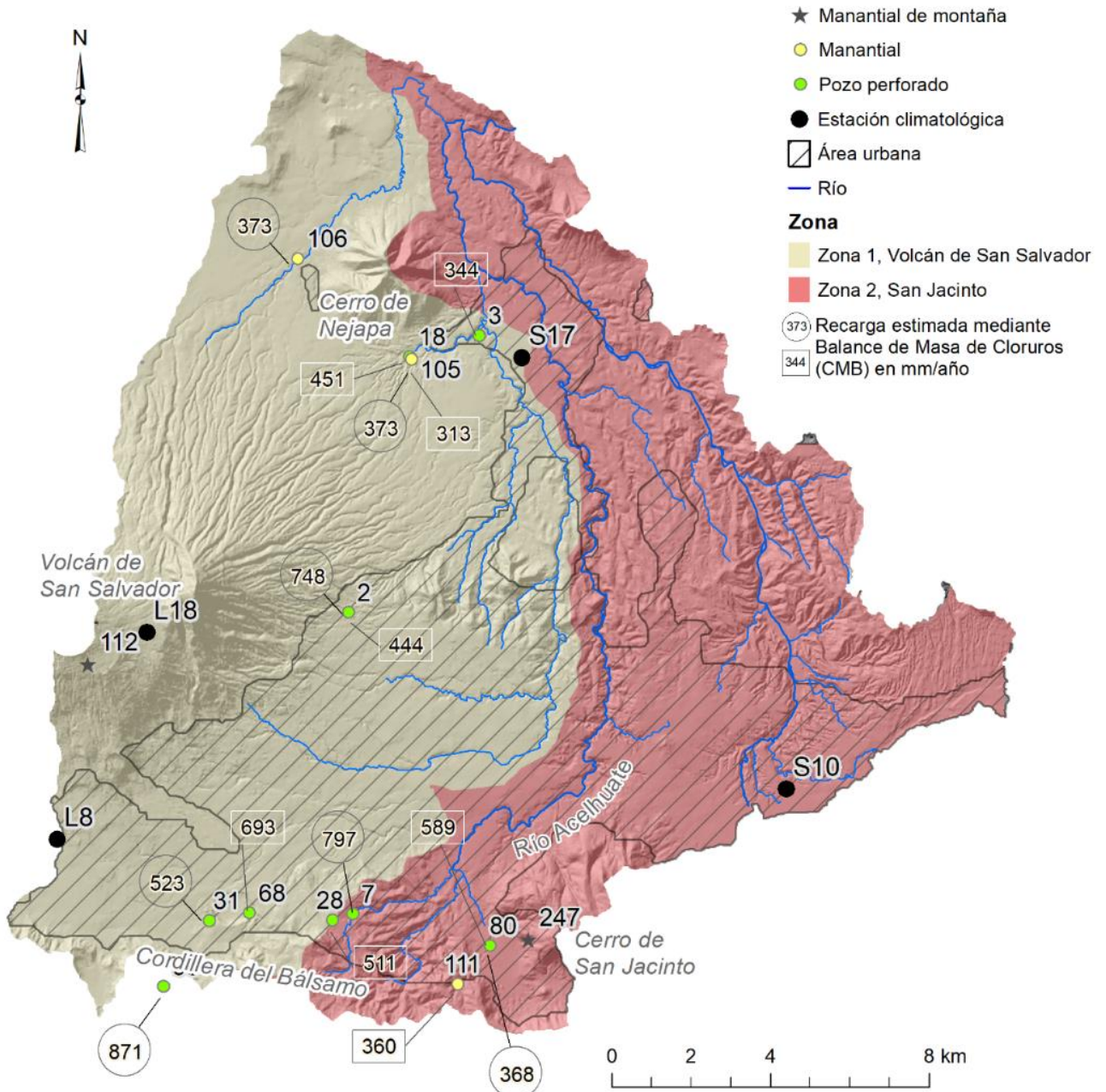


Figura 7. Recarga de la zona no urbana estimada mediante el CMB para el acuífero de San Salvador en muestras tomadas durante los años 2009 (rectángulos) y 2016 (círculos). Los valores asociados con línea al pozo o manantial indican la recarga en mm año^{-1} .

Aunque los puntos analizados en cada periodo no son los mismos, en general los datos indican que la recarga de las zonas no urbanizadas en la parte alta de la cuenca podría estar variando entre 463 y 579 mm año^{-1} , 22.8 y 30.6 % de la precipitación, respectivamente; mostrando consistencia con los resultados del SWB y generando mayor confianza en los datos obtenidos en este estudio.

Los resultados de recarga de agua subterránea obtenidos mediante el CMB en una región tropical son consistentes con otros estudios realizados utilizando este método en zonas similares. Demlie (2015) estimó la recarga de agua subterránea para el centro de Etiopía, obteniendo un 25 % de la precipitación media anual. Y aunque el método es principalmente aplicado en regiones con clima árido y semiárido como lo indica una completa recopilación de estudios a nivel global realizado por Scanlon *et al.* (2006), los resultados parecen aceptables si se tiene el cuidado de cuantificar las variables que implican la estimación de la precipitación efectiva y la viabilidad de desestimar otras fuentes de ingreso de cloruros al sistema.

Conclusiones

Los dos métodos utilizados para estimar la recarga directa por precipitación en la subcuenca alta del río Acelhuate (SWB 2.0 y CMB) indican que existe una fuerte variabilidad espacial y temporal de este aporte al acuífero. Mediante el uso del modelo SWB 2.0 fue posible evidenciar que la recarga media anual de la zona en un año seco puede ser de 326 mm año⁻¹, mientras que en un año húmedo este valor puede alcanzar 561 mm año⁻¹. Por su parte, el CMB, que fue analizado para dos años con características climáticas húmedas similares, indica que estos valores para la zona alta de la cuenca pueden oscilar entre 313 y 693 mm año⁻¹, mostrando consistencia en los resultados del SWB. Para ambos métodos, la recarga de agua subterránea representa porcentajes con respecto a la precipitación anual, que varían entre 20 y 30 %.

La intensidad y frecuencia de la lluvia son factores fundamentales para el proceso de recarga en esta subcuenca con clima húmedo. Mediante el modelo de lluvia diaria del SWB 2.0 fue posible visualizar que se requiere de una serie de eventos intensos y consecutivos de precipitación para que la humedad supere la zona radicular y pueda cuantificarse como recarga de agua subterránea.

Por su parte, la utilidad del CMB para determinar la recarga de agua subterránea en una cuenca urbana con clima húmedo ha sido demostrada en este estudio. Tres aspectos relevantes deben destacarse a partir de los resultados obtenidos: primero, el CMB es de bajo costo, versátil y de fácil aplicación, ya que puede utilizarse para estimar la recarga en las áreas sin un evidente impacto urbano, brindando importante información sobre los aportes de las zonas de recarga que suplen a los pozos aprovechados aguas abajo en el acuífero; segundo, el uso de este método requiere la estimación precisa de la precipitación efectiva, pues la recarga está directamente relacionada con esta variable, ello destaca la necesidad de un monitoreo hidrológico apropiado o el uso de métodos hidrológicos alternativos, tal y como fue realizado en este estudio; tercero, debe hacerse un cuidadoso análisis para la selección de los puntos de muestreo, un estricto seguimiento de los protocolos de muestreo y análisis, y la depuración de los resultados químicos a utilizar en el cálculo.

El aumento de la escala temporal en la estimación de la recarga de agua subterránea muestra la importancia de incorporar este tipo de métodos de estimación de los recursos para los procesos de planificación hídrica. La fuerte variabilidad temporal de la recarga deja claridad sobre una diferencia significativa en la estimación de los recursos que debe ser considerada. En la subcuenca alta del río Acelhuate, las estimaciones previas de recarga media a escala mensual con datos climáticos multianuales están cercanos al límite inferior determinado mediante el modelo diario. Sin embargo, no debe perderse de vista que el balance a

nivel de cuenca no considera precisamente la recarga de las zonas de explotación más intensa, que para este acuífero se localizan en la parte alta, donde las zonas de recarga han experimentado una fuerte reducción debido a la expansión del ambiente urbano.

Además, la variabilidad espacial de la recarga de agua subterránea es también de suma importancia, sobre todo para los procesos de ordenamiento territorial donde se deben definir y proteger las áreas de mayor recarga, de las cuales depende principalmente la renovación anual de agua disponible en el acuífero para los distintos usuarios en la subcuenca, además de la descarga a importantes manantiales que representan el caudal base de ríos como San Antonio, El Ángel y otros que son aprovechados en su totalidad para el abastecimiento de la población del AMSS.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado mediante una beca otorgada por la Organización de Estados Americanos (OEA). Los autores desean agradecer especialmente el apoyo recibido por el M.Sc. Stephen M. Westenbroek, hidrólogo del USGS en la División de Recursos Hídricos, Centro de Recursos del Agua de Wisconsin, por haber atendido nuestras consultas sobre el modelo SWB 2.0. Agradecemos, además, el valioso apoyo de la Administración Nacional de Acueductos y Alcantarillados (ANDA), Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales de El

Salvador, Universidad Autónoma del Estado de México, Universidad de El Salvador, Conacyt y Comecyt de México, e Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau, Terre et Environnement (INRS-ETE).

Referencias

- Allen, R. G. (2006). *Evapotranspiración del cultivo: guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos*. Roma, Italia: Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación.
- ANDA, Administración Nacional de Acueductos y Alcantarillados. (2008). *Mapa Hidrogeológico de la República de El Salvador. Esc. 1:100,000*. San Salvador, El Salvador: Administración Nacional de Acueductos y Alcantarillados.
- Anderson, J. R., Hardy, E. E., Roach, J. T., & Witmer, R. E. (1976). *A land use and land cover classification system for use with remote sensor data* (Geological Survey Professional Paper No. 964). Washington DC, USA: U.S. Geological Survey.
- Barrera-de-Calderón, M. (2010). *Caracterización hidrogeoquímica e isotópica de áreas de recarga en el acuífero de San Salvador* (tesis de maestría). Universidad de El Salvador, El Salvador.
- Barrera-de-Calderón, M., Garfias, J., Martel, R., & Salas-García, J. (2021a). Controles geológicos en el flujo de agua subterránea y distribución de volúmenes de extracción asociados a una estructura

- volcánica compleja. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 73(1). Recuperado de <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2021v73n1a170820>.
- Barrera-de-Calderón, M., Garfias, J., Martel, R., & Salas-García, J. (2021b). Impacto urbano en la calidad y recarga del agua subterránea utilizando trazadores hidrogeoquímicos y ambientales en el acuífero de San Salvador. *Tecnología y Ciencias del Agua* 12(5), 1-52. DOI: <https://doi.org/10.24850/j-tyca-2021-05-01>
- BGS, British Geological Survey. (2004). *Water quality fact sheet: Nitrate*. United Kingdom: British Geological Survey. Recuperado de <http://nora.nerc.ac.uk/id/eprint/516304/1/Nitrate.pdf>
- Berehanu, B., Azagegn, T., Ayenew, T., & Masetti, M. (2017). Inter-basin groundwater transfer and multiple approach recharge estimation of the upper awash Aquifer System. *Journal of Geoscience and Environment Protection* 5(3), 76-98. Recuperado de <http://dx.doi.org/10.4236/gep.2017.53007>
- Cao, G., Scanlon, B. R., Han, D., & Zheng, C. (2016). Impacts of thickening unsaturated zone on groundwater recharge in the North China Plain. *Journal of Hydrology*, 537, 260-270. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.03.049>
- Carr, M. J., & Stoiber, R. E. (1977). Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America. *Geological Society of America Bulletin*, 88(1), 151-156. Recuperado de

[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<151:GSOSDE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<151:GSOSDE>2.0.CO;2)

- Cronshey, R., McCuen, R. H., Miller, N., Rawls, W., Robbins, S., & Woodward, D. E. (1986). *Urban hydrology for small watersheds - Technical Release 55 (Draft)*. Washington DC, USA: U.S. Department of Agriculture, Natural Resource Conservation Service, Conservation Engineering Division.
- Crosbie, R. S., Peeters, L. J. M., Herron, N., McVicar, T. R., & Herr, A. (2018). Estimating groundwater recharge and its associated uncertainty: Use of regression kriging and the chloride mass balance method. *Journal of Hydrology*, 561, 1063-1080. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.08.003>
- Crosbie, R. S., McCallum, J. L., Walker, G. R., & Chiew, F. H. S. (2012). Episodic recharge and climate change in the Murray-Darling Basin, Australia. *Hydrogeology Journal*, 20(2), 245-261. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0804-4>
- Davis, K. W., & Putnam, L. D. (2013). *Conceptual and numerical models of groundwater flow in the Ogallala aquifer in Gregory and Tripp Counties, South Dakota, water years 1985-2009*. (U.S. Geological Survey Scientific Investigations No. Report 2013-5069). Reston, USA: U.S. Geological Survey.
- Day, E., & Simpkins, W. W. (2018). *Application of the USGS Soil-Water-Balance (SWB) Model to estimate groundwater recharge in Central*

- Iowa. 52° Annual North-Central Geological Society of America Section Meeting-2018. Recuperado de <https://doi.org/10.1130/abs/2018NC-313243>
- Demlie, M. (2015). Assessment and estimation of groundwater recharge for a catchment located in highland tropical climate in central Ethiopia using catchment soil-water balance (SWB) and chloride mass balance (CMB) techniques. *Environmental Earth Sciences*, 74(2), 1137-1150. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4099-y>
- Digestyc, Dirección General de Estadística y Censos. (2008). *VI Censo de Población y V de vivienda 2007 (Tomo IV), Cifras Oficiales Población-Vivienda-Hogar*. San Salvador, El Salvador: Ministerio de Economía, Dirección General de Estadística y Censos.
- Doble, R. C., & Crosbie, R. S. (2017). Review: Current and emerging methods for catchment-scale modelling of recharge and evapotranspiration from shallow groundwater. *Hydrogeology Journal*, 25(1), 3-23. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1470-3>
- Dripps, W. R., & Bradbury, K. R. (2009). The spatial and temporal variability of groundwater recharge in a forested basin in northern Wisconsin. *Hydrological Processes*, 24(4), 383-392. Recuperado de <https://doi.org/10.1002/hyp.7497>

- Dripps, W. R., & Bradbury, K. R. (2007). A simple daily soil-water balance model for estimating the spatial and temporal distribution of groundwater recharge in temperate humid areas. *Hydrogeology Journal*, 15(3), 433-444. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s10040-007-0160-6>
- Eaton, J.W., Bateman, D., Hauberg, S., & Wehbring, R. (2019). GNU Octave version 5.1.0 manual: a high-level interactive language for numerical computations [software].
- Edmunds, W. M., & Gaye, C. B. (1994). Estimating the spatial variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. *Journal of Hydrology*, 156(1), 47-59. Recuperado de [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90070-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90070-1)
- Eriksson, E., & Khunakasem, V. (1969). Chloride concentration in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel Coastal Plain. *Journal of Hydrology*, 7(2), 178-197. Recuperado de [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(69\)90055-9](https://doi.org/10.1016/0022-1694(69)90055-9)
- Espinosa-Martínez, S., Custodio, E., & Loaso-Vierbücher, C. (2015). Comparación de la recarga natural estimada con el balance de agua en el suelo y con el balance de la deposición atmosférica de cloruro en un sistema carbonatado en el área semiárida del Baix Ebre, Cataluña, España. *Ingeniería del Agua* 19(3), 135-155. Recuperado de <https://doi.org/10.4995/ia.2015.3540>

- Flint, A. L., Flint, L. E., Kwicklis, E. M., Fabryka-Martin, J. T., & Bodvarsson, G. S. (2002). Estimating recharge at Yucca Mountain, Nevada, USA: comparison of methods. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 180-204. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0169-1>
- Gil, L. B. (2007). *Evaluación hidrogeológica y vulnerabilidad intrínseca del sistema acuífero del municipio de Nejapa, San Salvador, El Salvador* (tesis de maestría). Universidad de Costa Rica, Costa Rica.
- Greenlee, D. D. (1987). Raster and vector processing for scanned linework. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 53(10), 1383-1387. Recuperado de [https://doi.org/0099-1112/87/5310-1383\\$02.25/0](https://doi.org/0099-1112/87/5310-1383$02.25/0)
- Guevara-Retana, J. M. (2013). *Estudio hidrogeológico área del ingenio azucarero El Angel, jurisdicción de Apopa, departamento de San Salvador (Informe Técnico)* (no publicado). San Salvador, El Salvador.
- Hargreaves, G. H., & Samani, Z. A. (1985). *Reference crop evapotranspiration from ambient air temperature*. 1985 Winter Meeting American Society of Agricultural Engineers, Chicago, IL, 1(2). Recuperado de <https://doi.org/10.13031/2013.26773>
- Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 91-109. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>

- Healy, R. W., & Scanlon, B. R. (2010). Estimating groundwater recharge. New York, USA. Cambridge University Press.
- Heppner, C. S., Nimmo, J. R., Folmar, G. J., Gburek, W. J., & Risser, D. W. (2007). Multiple-methods investigation of recharge at a humid-region fractured rock site, Pennsylvania, USA. *Hydrogeology Journal*, 15(5), 915-927. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s10040-006-0149-6>
- Hernández, W., & Jicha, B. (2019). Múltiple colapso sectorial del volcán de San Salvador, El Salvador, América Central. *Revista de la Universidad Tecnológica de El Salvador*. Recuperado de URI <http://hdl.handle.net/11298/1105>
- Holden, J., & Rose, R. (2011). Temperature and surface lapse rate change: a study of the UK's longest upland instrumental record. *International Journal of Climatology*, 31, 907-919. Recuperado de <https://doi.org/10.1002/joc.2136>
- Ifediegwu, I. S. (2020). Groundwater recharge estimation using chloride mass balance: A case study of Nsukka local government area of Enugu State, Southeastern, Nigeria. *Modeling Earth Systems and Environment*, 6, 799-810. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s40808-019-00707-7>
- Izuka, S. K., Engott, J. A., Rotzoll, K., Bassiouni, M., Johnson, A. G., ..., & Mair, A. (2018). *Volcanic aquifers of Hawai'i - Hydrogeology, water budgets, and conceptual models* (U.S. Geological Survey Scientific

- Investigations No. Report 2015-5164). Reston, Virginia, USA: U.S. Geological Survey.
- Jasechko, S., & Taylor, R. G. (2015). Intensive rainfall recharges tropical groundwaters. *Environmental Research Letters*, 10(12), 124015. Recuperado de <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/12/124015>
- Kendy, E., Zhang, Y., Liu, C., Wang, J., & Steenhuis, T. (2004). Groundwater recharge from irrigated cropland in the North China Plain: Case study of Luancheng County, Hebei Province, 1949-2000. *Hydrological Processes*, 18(12), 2289-2302. Recuperado de <https://doi.org/10.1002/hyp.5529>
- Lerner, D. N. (2002). Identifying and quantifying urban recharge: A review. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 143-152. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0177-1>
- Lerner, D. N. (1990). *Groundwater recharge in urban areas*. Hydrological Process and Water Management in Urban Areas, IAHS, Duisberg, 198, 59-66.
- Lewis, F. M., & Walker, G. R. (2002). Assessing the potential for significant and episodic recharge in Southwestern Australia using rainfall data. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 229-37. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0172-6>
- Lexa, J., Šebesta, J., Chavez, J. A., Hernández, W., & Pécskay, Z. (2012). Geology and volcanic evolution in the southern part of the San

- Salvador Metropolitan Area. *Journal of Geosciences*, 56(1), 106-140. Recuperado de <https://doi.org/10.3190/jgeosci.088>
- Lihe, Y., Hu, G., Huang, J., Wen, D., Dong, J., Wang, X., & Li, H. (2011). Groundwater-recharge estimation in the Ordos Plateau, China: Comparison of methods. *Hydrogeology Journal*, 19(8), 1563-1575. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0777-3>
- Lihe, Y., Guangcai, H., Zhengping, T., & Ying, L. (2010). Origin and recharge estimates of groundwater in the ordos plateau, People's Republic of China. *Environmental Earth Sciences*, 60(8), 1731-1738. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s12665-009-0310-3>
- Mair, A., Hagedorn, B., Tillery, S., El-Kadi, A. I., Westenbroek, S., Ha, K., & Koh, G.-W. (2013). Temporal and spatial variability of groundwater recharge on Jeju Island, Korea. *Journal of Hydrology*, 501, 213-226. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.08.015>
- Manna, F., Murray, S., Abbey, D., Martin, P., Cherry, J., & Parker, B. (2019). Spatial and temporal variability of groundwater recharge in a sandstone aquifer in a semiarid region. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(4), 2187-2205. Recuperado de <https://doi.org/10.5194/hess-23-2187-2019>
- MARN, Ministerio del Medio Ambiente y Recursos Naturales. (2017). *Directrices para la zonificación ambiental y los usos del suelo para el volcán de San Salvador y zonas aledañas, Órgano Ejecutivo en el*

Ramo de Medio Ambiente y Recursos Naturales. San Salvador, El Salvador: Ministerio del Medio Ambiente y Recursos Naturales.

MARN, Ministerio del Medio Ambiente y Recursos Naturales. (2016a). *Plan Nacional de Gestión Integrada del Recurso Hídrico de El Salvador, con énfasis en zonas prioritarias.* San Salvador, El Salvador: Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales.

MARN, Ministerio del Medio Ambiente y Recursos Naturales. (2016b). *Registro de monitoreo hidrometeorológico MARN (datos crudos).* San Salvador, El Salvador: Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales.

MARN & OPAMSS, Ministerio del Medio Ambiente y Recursos Naturales & Oficina de Planificación del Área Metropolitana de San Salvador. (2012). *Mapa de uso de suelos de la Subregión Metropolitana de San Salvador. Esc. 1:25,000.* San Salvador, El Salvador: Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales.

Marrero-Díaz, R., Alcalá, F., Pérez, N., López, D., Melián, G., Padrón, E., & Padilla, G. (2015). Aquifer recharge estimation through atmospheric chloride mass balance at Las Cañadas Caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. *Water*, 7(12), 2451-2471. Recuperado de <https://doi.org/10.3390/w7052451>

McLean, J., Cleveland, S. B., Rotzoll, K., Izuka, S. K., Leigh, J., & Jacobs, G. A. (2019). *The "Ike Wai Hawai" Groundwater Recharge Tool.* Gateways 2019, San Diego, CA, USA.

- Naranjo, G., Cruz-Fuentes, T., Cabrera, Ma. C., & Custodio, E. (2015). Estimating natural recharge by means of chloride mass balance in a volcanic aquifer: Northeastern Gran Canaria (Canary Islands, Spain). *Water*, 7, 2555-2574. Recuperado de <https://doi.org/w10.3390/7062555>
- Neal, C., & Kirchner, J. (2000). Sodium and chloride levels in rainfall, mist, stream water and groundwater at the plynlimon catchments, mid-wales: Inferences on Hydrological and Chemical Controls. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(2), 295-310. Recuperado de <https://doi:10.5194/hess-4-295-2000>
- Nemaxwi, P., Odiyo, J. O., & Makungo, R. (2019). Estimation of groundwater recharge response from rainfall events in a semi-arid fractured aquifer: Case study of quaternary catchment A91H, Limpopo Province, South Africa. *Cogent Engineering*, 6(1), 1636815. Recuperado de <https://doi.org/10.1080/23311916.2019.1635815>
- Ng, G. H. C., McLaughlin, D., Entekhabi, D., & Scanlon, B. R. (2010). Probabilistic analysis of the effects of climate change on groundwater recharge: Effects of climate change on groundwater recharge. *Water Resources Research*, 46(1), W07502. Recuperado de <https://doi.org/10.1029/2009WR007904>
- NRCS & ARS, National Resources Conservation Service & Agricultural Research Service. (2003). *Small Watershed Hydrology: WinTR-55*

User Guide. Washington, DC, USA: / U.S. Department of Agriculture.

PNUD, Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo. (1972). *Estudio sobre las aguas subterráneas en la zona metropolitana de San Salvador* (no publicado). San Salvador, El Salvador: Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo.

Rman, N. (2016). Hydrogeochemical and isotopic tracers for identification of seasonal and long-term over-exploitation of the Pleistocene thermal waters. *Environmental Monitoring and Assessment*, 188(4), 242. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s10661-016-5250-2>

Rew, R., Davis, G., Emmerson, S., Cormack, C., Caron, J., Pincus, R., ..., & Fisher, W. (1989). Unidata NetCDF. UCAR/NCAR - Unidata. Recuperado de <https://doi.org/10.5065/D6H70CW6>

Reynolds, J. H. (1980). Late Tertiary Volcanic Stratigraphy of Northern Central America. *Bulletin of Volcanology*, 43(3), 601-607.

Rico, M. A., Bourne, W. C., & Menéndez, M. E. (1965). *Levantamiento General de Suelos de la República de El Salvador. Mapa Esc. 1:50,000*. San Salvador, El Salvador: Dirección General de Investigaciones Agronómicas.

Rushton, K. R., & Ward, C. (1979). The estimation of groundwater recharge. *Journal of Hydrology*, 41(3-4), 345-361. Recuperado de [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(79\)90070-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90070-2)

- Scanlon, B. R., Keese, K. E., Flint, A. L., Flint, L. E., Gaye, C. B., Edmunds, W. M., & Simmers, I. (2006). Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes*, 20(15), 3335-3370. Recuperado de <https://doi.org/10.1002/hyp.6335>
- Scanlon, B. R., Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, 18-39.
- Schmidt-Thomé, M. (1975). The geology in the San Salvador area (El Salvador, Central America), a basis for city development and planning. *Geologisches Jahrbuch*, 13, 207-228.
- Schosinsky, G. (2006). Cálculo de la recarga potencial de acuíferos mediante un balance hídrico de suelos. *Revista Geológica América Central*, 34(35), 13-30.
- Schulzweida, U. (2019). *CDO, Climate Data Operator, User Guide (version 1.9.8)* (software). Recuperado de <https://doi.org/10.5281/zenodo.3539275>
- Seiler, K.-P., & Gat, J.R. (2007). *Groundwater recharge from run-off, infiltration and percolation, Water science and technology library*. Dordrecht, The Netherlands: Springer.
- Servicio Hidrológico Nacional. (2005). *Balance hídrico integrado y dinámico de El Salvador. Componente Evaluación de Recursos Hídricos*. San Salvador, El Salvador: Servicio Nacional de Estudios Territoriales, Servicio Hidrológico Nacional.

- Siles, P., Vaast, P., Dreyer, E., & Harmand, J.-M. (2010). Rainfall partitioning into throughfall, stemflow and interception loss in a coffee (*Coffea arabica* L.) monoculture compared to an agroforestry system with *Inga densiflora*. *Journal of Hydrology*, 395(1), 39-48. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.10.005>
- Sophocleous, M. (1993). Comparative review and synthesis of groundwater recharge estimates for the Great Bend Prairie aquifer of Kansas. *Current Research on Kansas Geological Survey*, 235, 41-54.
- Stanton, J. S., Ryter, D. W., & Peterson, S. M. (2012). Effects of linking a soil-water-balance model with a groundwater-flow model. *Ground Water Journal*, 51(4), 613-622. Recuperado de <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.01000.x>
- Steenhuis, T. S., & Van-Der-Molen, W. H. (1986). The Thornthwaite-Mather procedure as a simple engineering method to predict recharge. *Journal of Hydrology*, 84(3-4), 221-229. Recuperado de [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90124-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90124-1)
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38(1), 55-94. Recuperado de <https://doi.org/10.2307/210739>
- Thornthwaite, C. W., & Mather, J. R. (1957). Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. *Publications in Climatology*, 10(3), 185-243.

- Thornthwaite, C. W., & Mather, J. R. (1955). The water balance. *Publications in Climatology*, 8(1), 1-104.
- Ting, C. S., Kerh, T., & Liao, C. J. (1998). Estimation of groundwater recharge using the chloride mass-balance method, Pingtung Plain, Taiwan. *Hydrogeology Journal*, 6(2), 282-292.
- Weber, H. S., Wisemann, G., & Wittekindt, H. (1974). *Geologische Übersichtskarte der Republik El Salvador. Esc. 1:100,000*. San Salvador, El Salvador: Instituto Geográfico. Nacional, Ing. Pablo Arnoldo Guzmán.
- Westenbroek, S. M., Engott, J. A., Kelson, V. A., & Hunt, R. J. (2018). *SWB Version 2.0 (software) —A soil-water-balance code for estimating net infiltration and other water-budget components (Report No. 6-A59), Techniques and Methods*. Reston, USA. Recuperado de <https://doi.org/10.3133/tm6A59>
- Westenbroek, S. M., Kelson, V. A., Dripps, W. R., Hunt, R. J., & Bradbury, K. R. (2010). *SWB - A Modified Thornthwaite-Mather Soil-Water-Balance Code for Estimating Groundwater Recharge (6-A31)*. Reston, USA: U.S. Geological Survey Techniques and Methods.
- Williams, H., & Meyer-Abich, H. (1955). Volcanism in the southern part of El Salvador with particular reference to the collapse basins of Coatepeque and Ilopango. *University of California Publications in Geology Sciences*, 32, 1-64.

Woodward, D. E., Hawkins, R. H., Jiang, R., Hjelmfelt, Jr., A. T., Van-Mullem, J. A., & Quan, Q. D. (2003). Runoff curve number method: examination of the initial abstraction ratio. In: *World Water & Environmental Resources Congress 2003. World Water and Environmental Resources Congress 2003*, American Society of Civil Engineers, Philadelphia, Pennsylvania, United States (pp. 1-10). Recuperado de [https://doi.org/10.1061/40685\(2003\)308](https://doi.org/10.1061/40685(2003)308)

Políticas de operación óptima por medio de cómputo evolutivo y algoritmo gradiente reducido generalizado: Presa Cointzio, Michoacán, México

Obtaining optimal operation rules by means of evolutionary computation and GRG algorithms: Cointzio Dam, Michoacán, Mexico

Luis Daniel Padilla-Morales¹

Maritza Liliana Arganis-Juárez², ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-1429-1243>

Rosalva Mendoza-Ramírez³, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4440-2971>

Ramón Domínguez-Mora⁴, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-2321-6408>

Eliseo Carrizosa-Elizondo⁵, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-8730-8590>

Josué Rojas-Flores⁶

Aníbal Sol-Benítez⁷

¹Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ingeniería, Ciudad de México, México, padilax360@hotmail.com

²Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ingeniería, Circuito Escolar, Ciudad de México, México, MArganisJ@iingen.unam.mx

³Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ingeniería, Campus Morelia, Morelia, Michoacán, México, rmr@pumas.iingen.unam.mx

⁴Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ingeniería, Ciudad de México, México, rdm@pumas.iingen.unam.mx

⁵Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ingeniería, Ciudad de México, México, ecae@pumas.iingen.unam.mx

⁶Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ingeniería, Ciudad de México, México, josuerojas33@hotmail.com

⁷Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ingeniería, Morelia, Michoacán, México, asolbe@hotmail.com

Autora para correspondencia: Maritza Liliana Arganis-Juárez, MArganisJ@iingen.unam.mx

Resumen

En este estudio se obtuvieron políticas de operación del tipo curvas Z, usando dos métodos de optimización: el de gradiente reducido

generalizado (GRG) no lineal y un algoritmo genético (AG) simple, y se aplicaron a un sistema de aprovechamiento hidráulico localizado en la cuenca del lago de Cuitzeo, que juega un papel importante en el abastecimiento de agua a una parte de la población de la ciudad de Morelia y en el riego de varios módulos del Distrito de Riego (DR) 020, conocido como Morelia-Queréndaro. Con cada política obtenida se simuló el funcionamiento del sistema, usando el registro histórico de volúmenes de ingreso al sistema, para poder comparar con lo reportado por la Comisión Nacional del Agua (Conagua), y se eligieron aquellas que mantuvieron el balance entre cumplimiento de demandas y menor presencia de derrames o de déficits. Finalmente, con el fin de revisar el comportamiento del sistema en el largo plazo al utilizarse las políticas seleccionadas, se simularon series de volúmenes de ingreso mensual sintéticos con 100 años de registro, generados con el método de Svanidze. La comparación de los resultados de déficit y derrames a nivel mensual y anual de las simulaciones realizadas con la curva Z histórica, AG y GRG, indicaron que el AG tuvo un comportamiento aceptable tanto en el periodo histórico como a largo plazo, pues aunque los volúmenes derramados aumentaron, la magnitud en la que lo hicieron es menor a la magnitud en la que se redujo el déficit, y como la presa de Cointzio ha sido utilizada para suministro de agua a la planta potabilizadora de Vista Bella y para riego de 4 de los 5 módulos del Distrito de Riego 020 se eligió la regla de operación que controló mejor el evento de déficit. El algoritmo GRG reportó múltiples ventajas, entre ellas su facilidad de uso y la rapidez con la que encuentra resultados, siempre que no se indiquen demasiadas

iteraciones; sin embargo, una desventaja del método es que no siempre converge a un óptimo global, ya que para distintos valores iniciales de la política Z el algoritmo dio diferentes valores óptimos. El AG, por su parte, converge a óptimos globales para cada simulación debido a que cada vez que se aplica el proceso se genera aleatoriamente una población y el resultado fue el mismo para unas condiciones de coeficientes de penalización dadas. Una limitante del método de los AG es el tiempo de cómputo empleado para la obtención de resultados.

Palabras clave: políticas de operación, funcionamiento de vaso, algoritmo genético, gradiente reducido generalizado, riego y agua potable, presa Cointzio.

Abstract

In this study, operating policies of the Z curves type were obtained, using two optimization methods: the Generalized Reduced Gradient (GRG) Nonlinear and a simple Genetic Algorithm (GA), and they were applied to a reservoir located in the Cuitzeo lake basin, which plays an important role in supplying water to a part of the population of the city of Morelia and in the irrigation of several modules of the Irrigation District (DR) 020, known as Morelia-Queréndaro. With each policy obtained, the operation of the system was simulated, using the historical record of inflow volumes into the system, to compare with the reported by the National Water Commission (Conagua) and those that maintained the balance between compliance with demands and less presence of spills or deficits. Finally,

to review the behavior of the system in the long term when using the selected policies, a series of synthetic monthly inflow volumes with 100 years of record were simulated, generated with the Svanidze method. The comparison of the deficit and spillage results at the monthly and annual level of the simulations carried out with the historical Z curve, GA and GRG, indicated that the GA had an acceptable behavior both in the historical period and in the long term, since, although the volumes spilled increased, the magnitude in which they did so is less than the magnitude in which the deficit was reduced and as the Cointzio dam has been used to supply water to the Vista Bella water treatment plant and for irrigation of 4 of the 5 modules of the irrigation district 020, the operating rule that best controlled the deficit event was chosen.

Keywords: Operation rules, reservoir operation, genetic algorithm, generalized reduced gradient, irrigation and drinking water, Cointzio dam.

Recibido: 08/01/2020

Aceptado: 12/04/2021

Introducción

Dentro de los usos que los sistemas hidráulicos tienen destaca la importancia de dos: el abastecimiento público y el agrícola (Conagua, 2007). El primero porque su porcentaje de cobertura es un indicador de bienestar social, y el segundo por ser el principal destino del agua que se extrae tanto de fuentes superficiales como subterráneas (Semarnat, 2002). El Sistema Nacional de Información del Agua (SINA) reportó que en 2015 el porcentaje de población en México con acceso a agua potable era del 97.8 en zona urbana y del 87.0 en rural (Conagua, 2020). Los datos reportados por diversas instituciones federales muestran que el uso consuntivo predominante en México es el agrícola; en 2000, el 78 % del agua extraída se utilizó para el riego de 6.3 millones de hectáreas (Semarnat, 2002).

Sin embargo, al ser el agua un recurso cada vez más escaso en el planeta, la operación y manejo de los sistemas hidráulicos debe contar no sólo con los estudios previos de factibilidad técnica e impacto ambiental, sino también con políticas de operación que permitan el manejo eficiente del recurso agua, manteniendo el balance entre cumplir con las demandas que tenga y evitar derrames que puedan afectar poblaciones aguas abajo. Asimismo, esas reglas de operación deben ser actualizadas ante los cambios que la actividad antropogénica induce en la naturaleza y, por ende, en las variables climatológicas que se usaron para el diseño y aprovechamiento del sistema.

El objetivo general del presente estudio es obtener políticas de operación usando dos métodos de optimización: el de gradiente reducido generalizado (GRG) (López & Sánchez, 1998) no lineal y un algoritmo genético (AG) simple (Holland, 1975; Goldberg, 1989), y aplicarlas a un sistema de aprovechamiento hidráulico localizado en la cuenca del lago de Cuitzeo, que juega un papel importante en el abastecimiento de agua a una parte de la población de la ciudad de Morelia y en el riego de varios módulos del Distrito de Riego (DR) 020, conocido como Morelia-Queréndaro. Con cada política obtenida se simula el funcionamiento del sistema, usando el registro histórico de volúmenes de ingreso al sistema, para poder comparar con lo reportado por la Comisión Nacional del Agua (Conagua), que es el organismo federal encargado del manejo y operación de los sistemas hidráulicos en México, y elegir aquellas que cumplan con mantener el balance entre cumplimiento de demandas y menor presencia de eventos de derrame. Finalmente, con el fin de revisar el comportamiento del sistema en el largo plazo al utilizarse las políticas seleccionadas, se simularon series de volúmenes de ingreso mensual sintéticos con cien años de registro generados con el método de Svanidze (Svanidze, 1980).

El trabajo está organizado en seis apartados más: en el segundo se hace una revisión de trabajos tanto nacionales como internacionales que aplican técnicas de optimización para obtener reglas de operación y aplicarlas a casos particulares; el tercero describe el sitio de estudio; el cuarto toca las metodologías empleadas en este trabajo; el quinto detalla las consideraciones hechas para la aplicación de las metodologías al caso

particular del sistema hidráulico elegido, y en el sexto y último se dan las conclusiones del estudio.

Estado del arte

En las últimas décadas se han realizado estudios en los que se aplican diferentes algoritmos en busca de políticas de operación óptimas; tal es el caso de Cancelliere, Ancarani y Rossi (2002), que usaron tanto programación dinámica como redes neuronales para obtener políticas de operación con propósito de riego, que simuló con éxito en periodos de escurrimientos normales y de sequía en el embalse Pozzillo alojado en el río Salso de Sicilia; Moghaddasi, Araghinejad y Morid (2010) utilizaron métodos de multiplicadores de Lagrange para optimizar variables de decisión aplicados a modelos de operación de largo plazo en el embalse de Zayandeh-rud de Irán; Wua y Chen (2014) utilizaron un método de optimización del tipo NelderMed combinado con un algoritmo evolutivo de búsqueda aleatoria acoplado con simulaciones hidrológicas para obtener políticas de operación flexibles conciliando los objetivos de generación de electricidad, riego y agua potable en el embalse Xinfengjiang de China; Kumar *et al.* (2013) emplearon herramientas de tipo lógica difusa y las

aplicaron en el sistema hidráulico del río Sutlej, en India. Kang y Woo (2014) utilizaron un modelo determinista de pronóstico de flujos y demandas de agua, y emplearon el método de optimización global llamado método de evolución y mezcla de complejos (*Shuffled Complex Evolution SCE-UA*) de la Universidad de Arizona (Gotay & Jorge, 2003), guiado por una función objetivo que busca la extracción óptima del agua en diferentes periodos para obtener nuevas reglas de operación que permitan dar soluciones más razonables a las históricamente usadas; además, desarrollaron un modelo de predicción de demanda de agua cuya función es maximizar la energía generada por la hidroeléctrica y alcanzar un nivel objetivo en el embalse para cada periodo de operación. Los modelos que se obtuvieron se aplicaron al embalse de Balam y al de Seomjingang. Ndiritu *et al.* (2016) evaluaron las reglas de operación de la presa Hluhluwe, Sudáfrica, encontrando decisiones basadas en la experiencia y mejorándolas considerando optimización no lineal y simulación de series sintéticas, para obtener curvas mensuales de asignación de agua.

Minjares, Salmón, Orozco y Cruz (2008) utilizaron algoritmos genéticos sobre un modelo anual hidrológico-agronómico-económico para optimizar el manejo del sistema de embalses de río Yaqui, seleccionando un patrón de cultivos óptimos de acuerdo con su máximo rendimiento económico y con las extracciones óptimas mensuales de agua para riego; Malekmohammadi, Kerachian y Zahraieb (2009) aplicaron un algoritmo genético para optimizar el sistema contra inundaciones para el río Dez de Irán, luego, junto con la ley de demandas por riego, alimentaron un

segundo algoritmo genético de cromosoma variable que finalmente ingresaría los datos a una red bayesiana para obtener una extracción mensual óptima mejorada. Chang, Chan y Shin (2010) utilizan algoritmos genéticos restringidos por los requerimientos de gasto ecológico sobre una función objetivo que integra un conjunto de penalización para diferentes restricciones con el fin de optimizar las extracciones de la presa Shih-Men, Taiwán. Fallah-Mehdipour, Bozorg y Mariño (2013) aplicaron algoritmos genéticos, algoritmos de optimización de enjambre de partículas y algoritmos de optimización de salto de rana para determinar la planificación óptima multipropósito de salidas para una serie de tiempo específica de forma lineal y no lineal. Acuña (2014) hizo una revisión histórica de los ingresos a las presas del Sistema Cutzamala en México, con el objetivo de generar una curva tipo Z definida por los almacenamientos mínimos/extracciones mínimas y los almacenamientos máximos/extracciones máximas; posteriormente, utilizando un algoritmo genético que ajusta los cuatro parámetros de la curva con el objetivo de optimizar las extracciones, disminuyendo los derrames y evitando los déficits que se lleguen a presentar.

Sitio de estudio

La presa de Cointzio (Figura 1) se ubica entre los límites de los estados de Michoacán de Ocampo y Guanajuato, México (Cram, Galicia, & Israde, 2010). Pertenece a la cuenca de Cuitzeo en la región hidrológica RH-020 denominada "Lerma-Santiago". La cuenca tiene una extensión de 3 657 km² (Conagua & CEAC, 2009), de los cuales 643 km² (17 %) corresponden a la subcuenca de la presa Cointzio (Susperregui, Gratiot, Esteves, Duwig, & Prat, 2007).

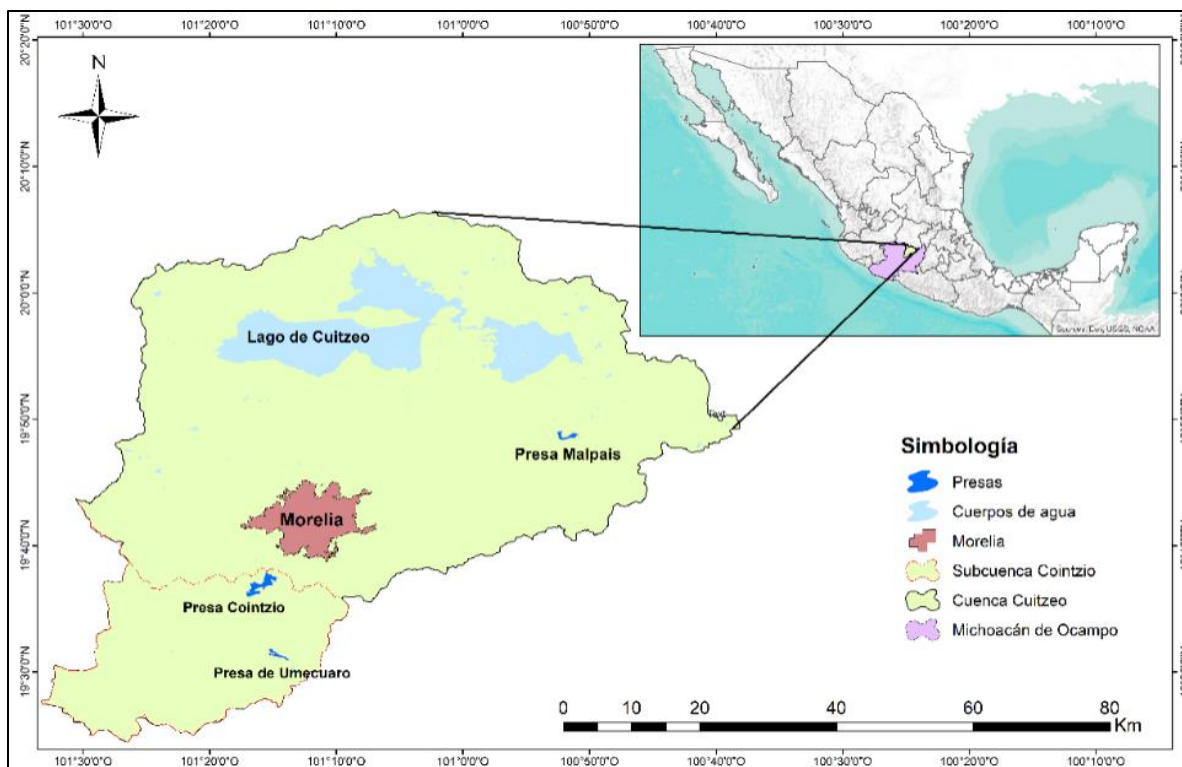


Figura 1. Localización de la cuenca de lago de Cuitzeo (edición propia).

El aprovechamiento de las aguas de la presa data de fines de los años treinta del siglo pasado. El embalse se construyó para aprovechar las aguas de los ríos Tiro y Tiripetío (García, 2011), con el fin de proporcionar agua al Distrito de Riego (DR) 020 Morelia-Queréndaro y para la generación de energía eléctrica (sólo hasta 1982). A partir de 1950, el embalse también suministra agua potable a la ciudad de Morelia, proporcionando un 23 % del total del volumen de agua requerido (OOAPAS, 2018).

La cortina de la presa Cointzio se ubica en las coordenadas geográficas: latitud 19.6139 y longitud: -101.166 de acuerdo con el Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS) del Instituto Mexicano de la Tecnología del Agua (IMTA). La Tabla 1 resume las áreas y capacidades del embalse para diferentes elevaciones.

Tabla 1. Elevaciones-capacidades-áreas de la presa Cointzio (Conagua, 2019).

Nivel	Altura (msnm)	Volumen (hm³)	Áreas (ha)
Corona	2 002.82	88.57	640.21
NAME	2 001.32	79.23	604.74
NAMO	1 999.47	68.51	551.28
Cresta vertedora	1 995.97	50.83	463.28

NAMINO	1 972.31	0.90	47.48
--------	----------	------	-------

Materiales y métodos

El problema de obtener una política de operación óptima consiste en identificar el volumen de agua que debe extraerse para satisfacer todas las demandas y obtener el máximo beneficio durante la operación. (Alegría, 2010); la decisión de qué volumen extraer depende del almacenamiento inicial.

Al tratarse de una presa que aporta parte de los volúmenes extraídos para el riego del DR 020 es conveniente maximizar estos volúmenes para obtener un beneficio óptimo durante la operación del embalse; para lograrlo se utilizó la función objetivo dada por la Ecuación (1) que maximiza las extracciones por obra toma, al mismo tiempo que se penalizan los volúmenes presentados por eventos no deseados de derrames o de déficit. La ecuación permite dar mayor importancia a los volúmenes derramados o a los volúmenes de déficit, según los coeficientes que los afecten:

$$FO2 = \text{Max}(Cr * Vol_{riego} - Cderr * Vol_{derramado} - Cdéf * Vol_{déficit}) \quad (1)$$

Donde:

$Vol_{derramado}$: son los volúmenes derramados por obra de excedencia (hm^3).

$Vol_{déficit}$: son los volúmenes que faltan por déficit (hm^3).

Vol_{riego} : son los volúmenes extraídos para riego por obra toma (hm^3).

Cr : es el coeficiente que afecta al volumen de riego (adimensional) e igual a 1 para todas las simulaciones-optimizaciones.

$Cderr$: es el coeficiente de penalización por derrame (adimensional).

$Cdéf$: es el coeficiente de penalización por déficit (adimensional).

Se definieron tres combinaciones de los valores de los coeficientes de penalización de derrame y déficit para con cada una obtener una política de operación: (1 000, 500), (1 000, 1 000) y (500, 1 000).

Una vez encontrada la regla de operación es necesario simular el funcionamiento del sistema para evaluar con mayor detalle el comportamiento principalmente de las variables derrame y déficit. Para ello, se usa la ecuación de continuidad que para un intervalo de tiempo Δt ; se puede escribir como (2):

$$E - S = \Delta V \quad (2)$$

Donde:

E : representa los volúmenes de agua que entran al vaso durante el intervalo considerado (hm^3).

S : representa los volúmenes que salen del vaso durante el mismo intervalo (hm^3).

ΔV : es la variación de volumen almacenado (hm^3).

La Figura 2 muestra el diagrama de flujo del funcionamiento de vaso a nivel anual. El volumen de almacenamiento inicial en el año $i = 0$ se iguala al volumen al NAMO (68.51 hm^3); para los años $i + 1$ posteriores, se ocupa el volumen final real calculado para el año anterior inmediato.

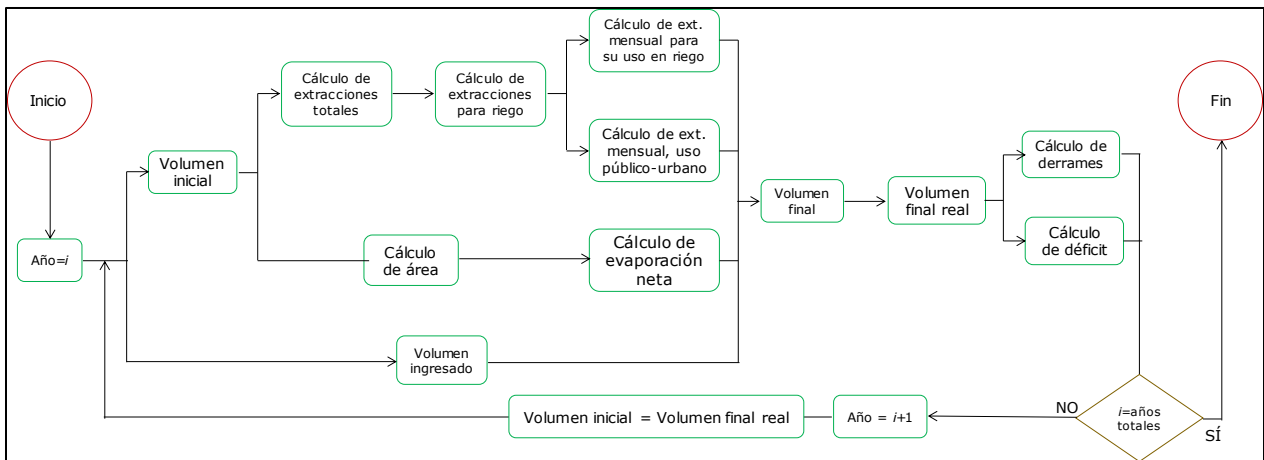


Figura 2. Diagrama de flujo del funcionamiento de vaso.

En los volúmenes de ingreso al embalse se consideran los escurrimientos por cuenca propia deducidos del reporte de funcionamiento diario del embalse de la Conagua del periodo 1940-2016 (Figura 3); sin embargo, al deducir los volúmenes de escurrimiento despejando los valores con la ecuación de continuidad se pueden obtener volúmenes negativos como resultado de falta de información o por la existencia de errores humanos dentro del reporte de funcionamiento. Los volúmenes negativos son inferidos matemáticamente y no existen físicamente, por lo que los valores se corrigieron sustituyéndolos con datos obtenidos de la estación hidrométrica 12347 Santiago Undameo (Figura 4).

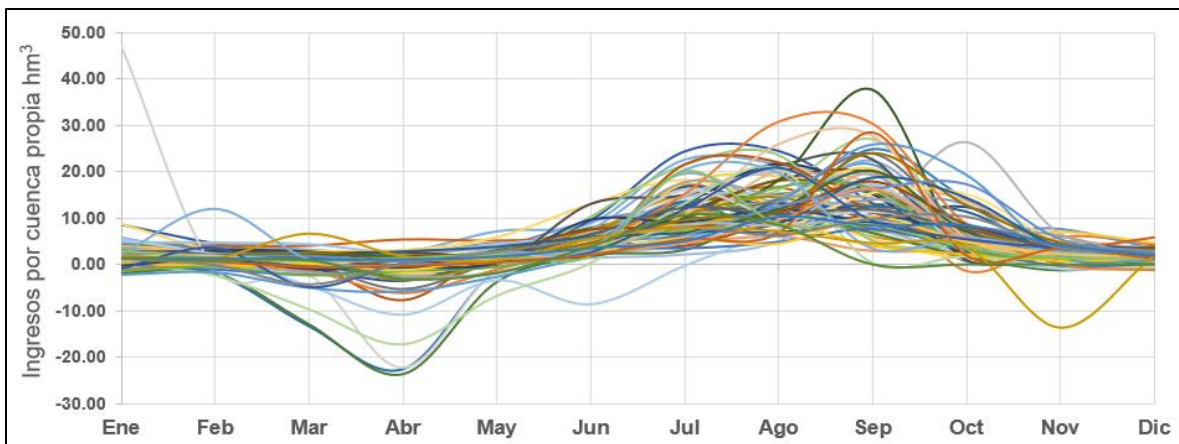


Figura 3. Ingresos mensuales por cuenca propia deducidos (series anuales de 1940 a 2016).

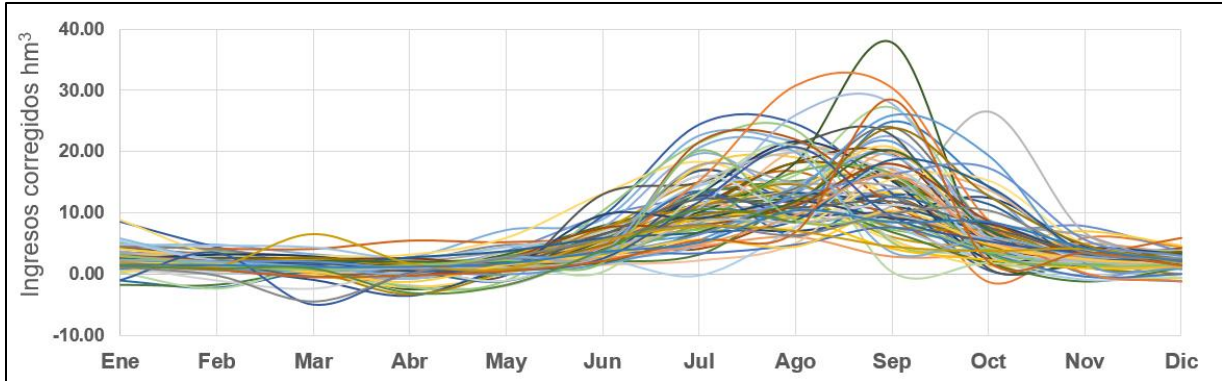


Figura 4. Ingresos mensuales por cuenca propia corregidos (series anuales de 1940 a 2016).

Para los volúmenes de salida se consideraron las extracciones de volumen de agua para riego y dotación de agua potable, así como una evaporación neta que considera los volúmenes de entrada por lluvia y de salidas por evaporación.

Métodos de optimización

a) El algoritmo de optimización no lineal gradiente reducido generalizado (GRG) en su versión GRG2 (López & Sánchez, 1998) es el método de solución predeterminado por Microsoft Excel© Solver©. El algoritmo fue desarrollado por la Universidad Leon Lasdon de Austin (Texas) y la Universidad Allan Waren (Cleveland) de EUA (González-Gómez, 2015); sus fundamentos se describen en Lasdon, Waren, Jain y Ratner (1978), y Lasdon y Waren (1978).

El algoritmo GRG es un proceso de resolución de igualdades o desigualdades sujetas a un conjunto de restricciones sobre un conjunto de variables reales desconocidas, con una función objetivo a maximizar o minimizar, siempre que alguna de las restricciones o las funciones objetivo no sea lineal. El método busca de forma sistemática entre todos los posibles valores una solución óptima, aunque el algoritmo puede converger a un óptimo local o global. La Figura 5 muestra el algoritmo básico que sigue Solver© (Caballero, 2011).

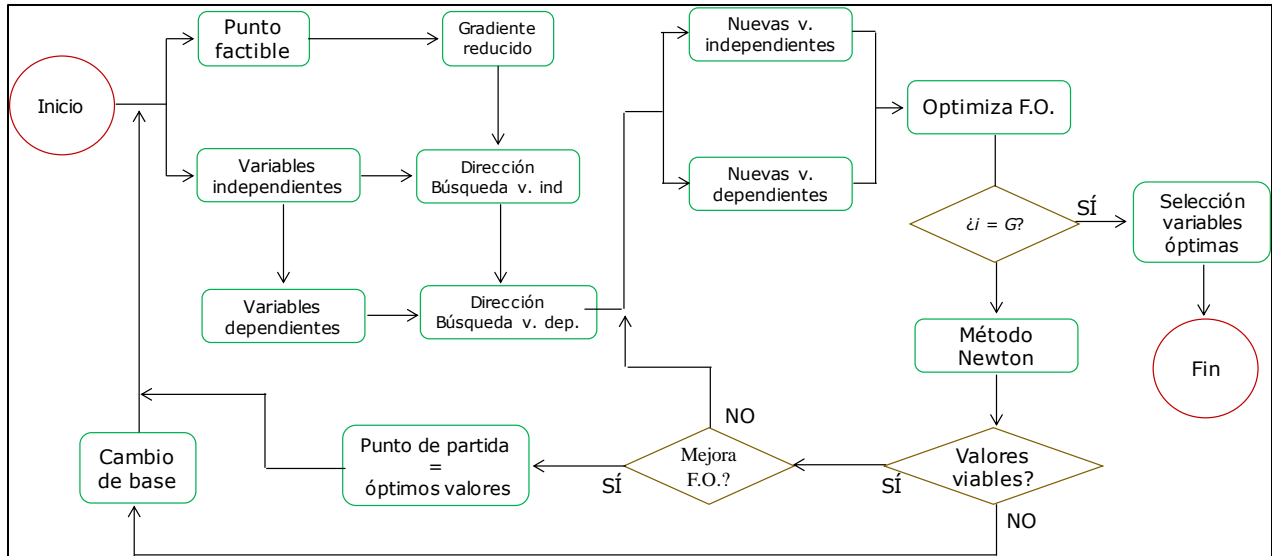


Figura 5. Algoritmo GRG (Caballero, 2011).

El algoritmo puede describirse como un movimiento o salto hacia una dirección de la región factible, de tal forma que el valor de la función objetivo mejore; el proceso continúa hasta que no exista una región factible para mejorar la función objetivo o si el potencial para tal mejora es arbitrariamente pequeño.

El uso del algoritmo de optimización GRG se hizo a través de una hoja de cálculo de Microsoft Excel®, que contenía programado el funcionamiento de vaso; el algoritmo GRG está sujeto a restricciones propias del funcionamiento del embalse, mientras que las celdas de decisión modificaban la simulación arrojando nuevos valores que se evaluaban en la función objetivo; con ello se decidía el próximo movimiento o salto que debería realizarse dentro de la región factible.

b) Los algoritmos genéticos (AG) se basan en el principio de supervivencia del más apto, de la teoría de la selección natural de Darwin, por lo que forman parte de la computación bioinspirada, y se describen a detalle en Goldberg (1989) y Michalewicz (1996). El avance de la tecnología y el aumento de la velocidad en las computadoras personales ha vuelto a los AG una herramienta muy socorrida, aunque su aplicación en el caso de la hidrología y la hidráulica se hizo más notable a partir de la primera década del presente siglo, por citar sólo algunos ejemplos: Rincón (2006); Guzmán (2009); Fuentes, Palma y Rodríguez (2011); Acuña (2014); Fuentes y Palma (2014); Arganis, Preciado y Rodríguez (2015); Pereyra, Pandolfi y Villagra (2016).

En el caso de los AG, se acopló un programa hecho en Fortran© que simula el funcionamiento histórico del vaso. El algoritmo usado empieza con la generación aleatoria de una población inicial (cromosomas) de n individuos; cada individuo está formado por las coordenadas que define la curva Z (genes); con ellos se construyen archivos de entrada para el programa que simula el funcionamiento del vaso; otros archivos de entrada están definidos previamente. La simulación se realiza para cada individuo y los resultados se guardan en archivos de salida, cuyos valores se evalúan mediante la función objetivo. Mientras el número de generaciones fijada no se cumpla, el algoritmo selecciona aleatoriamente los mejores individuos, a los que se les aplican los operadores de cruce (método de la ruleta) y mutación en los genes para formar una nueva generación de individuos; los cambios de cruce y mutación pueden darse

a nivel binario o en la representación real, sumando la media, desviación estándar de los valores o bien aplicando algún otro método (Goldberg, 1989). La nueva población ingresa al algoritmo y el proceso se repite hasta cumplir con las generaciones fijadas; en ese momento se selecciona el mejor individuo que optimice la función objetivo y con él se construyen los archivos de solución: coordenadas de la curva Z y porcentajes mensuales optimizados, para hacer una nueva simulación con dicha política óptima. La Figura 6 muestra la secuencia que se siguió para llegar a la solución óptima.

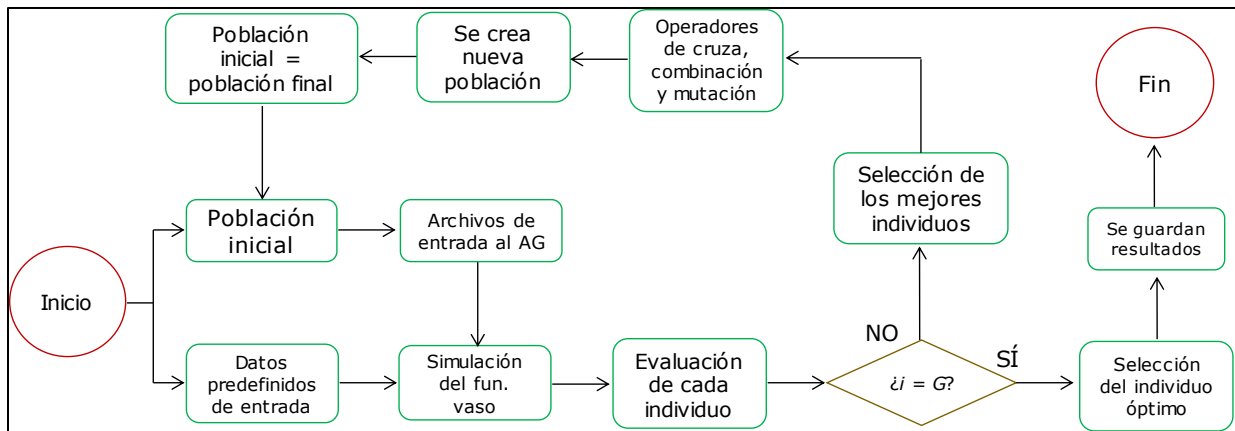


Figura 6. Algoritmo AG acoplado con la simulación del vaso.

Resultados

Para poder aplicar los dos métodos de optimización es necesario calcular lo siguiente, de manera que se pueda simular el funcionamiento de vaso del embalse:

a) La evaporación neta promedio mensual del espejo de agua. Se calculó como la suma de las pérdidas por evaporación y las ganancias por lluvias mensuales; las láminas de evaporación neta se obtuvieron a partir del funcionamiento histórico del embalse (Conagua, 2019) (Figura 7).

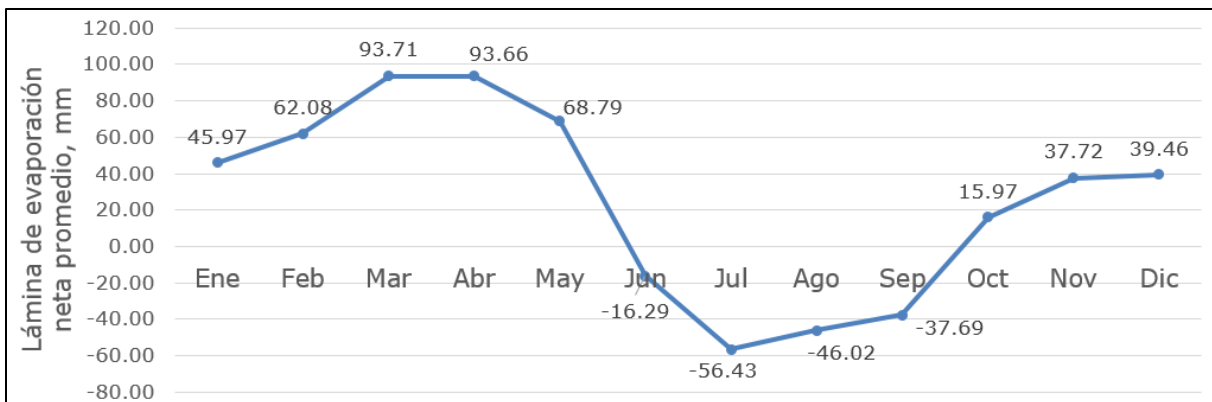


Figura 7. Lámina de evaporación neta promedio (periodo 1940-2016).

b) La demanda promedio histórica para riego. La temporada de riego en el DR 020 empieza en octubre del año i y finaliza en junio del año $i + 1$;

en los meses de julio, agosto y septiembre no se realizan extracciones de la presa, pues se usan para almacenar agua y preparar el nuevo año agrícola, aprovechando la temporada de lluvias abundantes. La Figura 8 muestra la asignación porcentual promedio histórica del volumen destinado a riego.

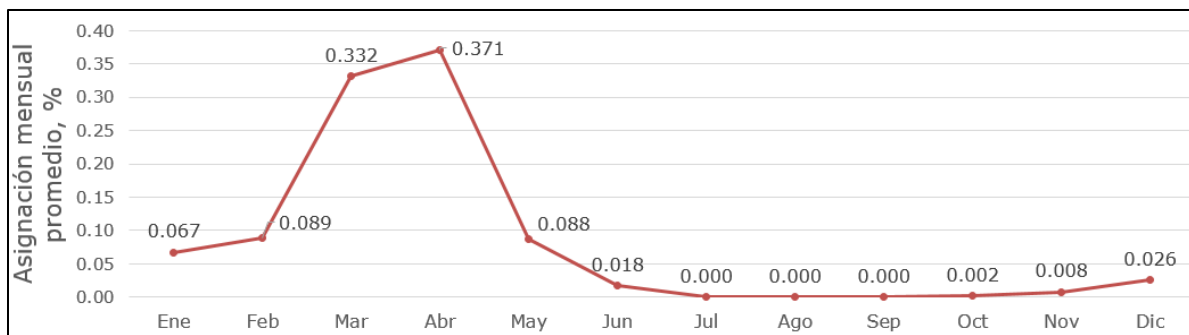


Figura 8. Distribución porcentual histórica del volumen asignado a riego. Periodo 1998-2018 (Conagua, 2019).

c) El volumen de agua del embalse que se extrae en forma ininterrumpida para suministro a la planta potabilizadora. La distribución de agua potable depende del Organismo Operador de Agua Potable, Alcantarillado y Saneamiento (OOAPAS) de Morelia. La Figura 9 muestra una distribución casi homogénea en las extracciones con excepción de febrero, por lo que se puede considerar que el volumen promedio mensual es invariable e igual al promedio de los valores (1 734.27 miles de m³/mensual, igual a 20 811.2 miles de m³/anuales).

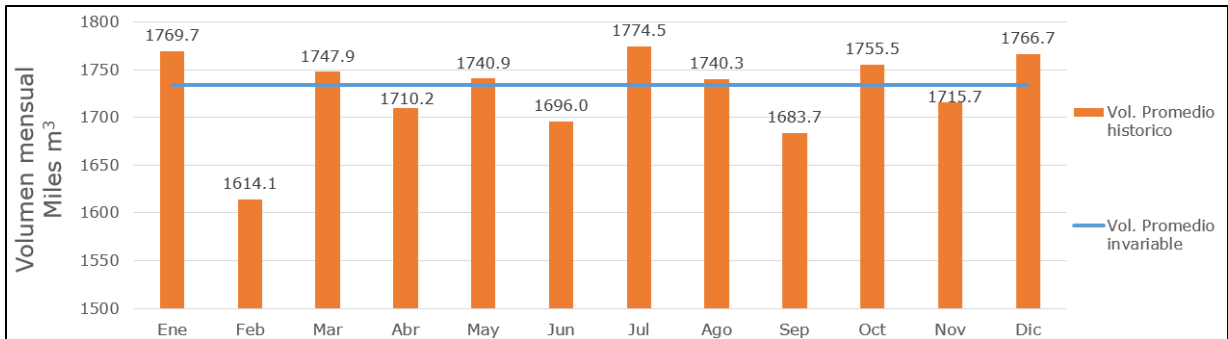


Figura 9. Volumen mensual promedio histórico destinado a dotación de agua potable. Periodo 1998-2018 (Conagua, 2019).

Debido a que inicialmente no se tuvieron datos confiables de la curva elevaciones capacidades por parte de la dependencia federal, se generó una curva Z (Figura 10), con los últimos cinco ciclos de riego (Tabla 2); para determinar los volúmenes totales de extracción se utilizó la suma de los volúmenes extraídos y aprobados para su uso agrícola más el volumen promedio anual de 20 811.2 miles de m³ para la dotación de agua potable. El volumen de almacenamiento inicial máximo se igualó a la capacidad del embalse al NAMO (ver Tabla 1), mientras que para el almacenamiento inicial mínimo se utilizó el valor histórico del almacenamiento al primero de octubre de 2016 igual a 54.585 hm³, que corresponden al volumen mínimo histórico durante el periodo de 2014-2015 a 2018-2019. Con esta curva Z histórica se hizo una simulación para tomarla como referencia para las comparaciones mensuales y anuales de los resultados.

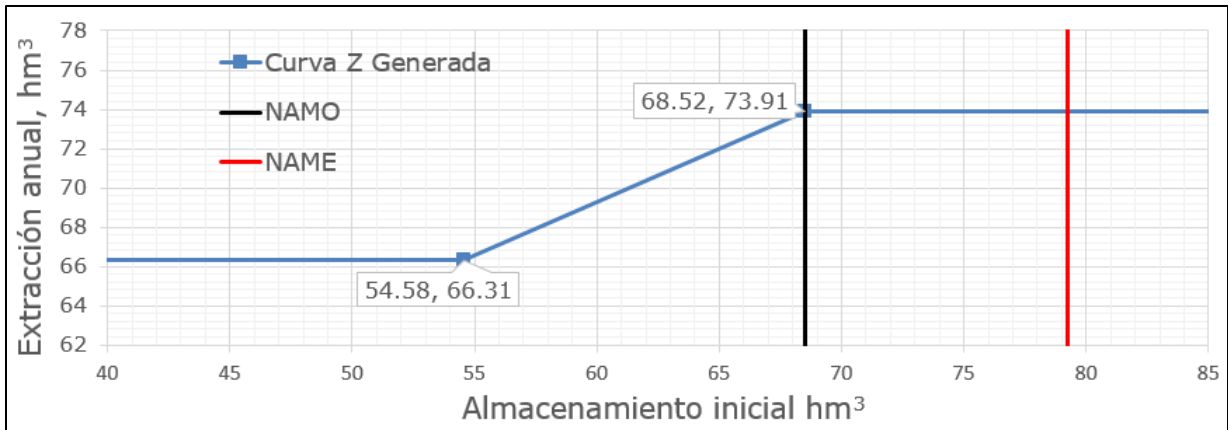


Figura 10. Curva Z, periodo de 2014-2015 a 2018-2019 (Conagua, 2019).

Tabla 2. Volúmenes aprobados para riego, periodo de 2014-2015 a 2018-2019 (Conagua, 2019).

Ciclo	Vol. riego	Vol. agua potable	Vol. total
	hm ³	hm ³	hm ³
2014-2015	51.30	20.811	72.111
2015-2016	52.80	20.811	73.611
2016-2017	45.50	20.811	66.311
2017-2018	53.10	20.811	73.911
2018-2019	52.94	20.811	73.751

Con el fin de revisar el comportamiento del sistema en el largo plazo de utilizarse las políticas seleccionadas, se simularon series de volúmenes de ingreso mensual sintéticos con cien años de registro con el método de Svanidze (Svanidze, 1980), que permite generar series periódicas, con la ventaja de que no se requiere que los datos tengan una distribución normal (Domínguez, Fuentes, & Arganis, 2001; Arganis, Domínguez, Cisneros, & Fuentes, 2008). Este método consta de un doble procedimiento aleatorio. Primero se realiza un análisis estadístico para determinar la función de distribución de probabilidades de mejor ajuste a la serie anual, donde cada valor es igual a la suma de los volúmenes mensuales de entrada por cuenca propia que ocurren durante el año hidrológico, esto es, de octubre del año i a septiembre del año $i + 1$. El segundo procedimiento consiste en generar fracciones sintéticas del periodo considerado (mensuales), que son porcentajes mensuales respecto a los totales anuales de años aleatorios; finalmente, se crean datos sintéticos mensuales multiplicando las fracciones sintéticas de los años aleatorios por los volúmenes anuales generados. La Figura 11 muestra que los volúmenes totales anuales del registro histórico tuvieron el comportamiento de una función Gumbel con los parámetros: $\alpha = 0.081$ y $\beta = 56.6254$; a partir de esto se generaron diferentes series de volúmenes anuales sintéticos.

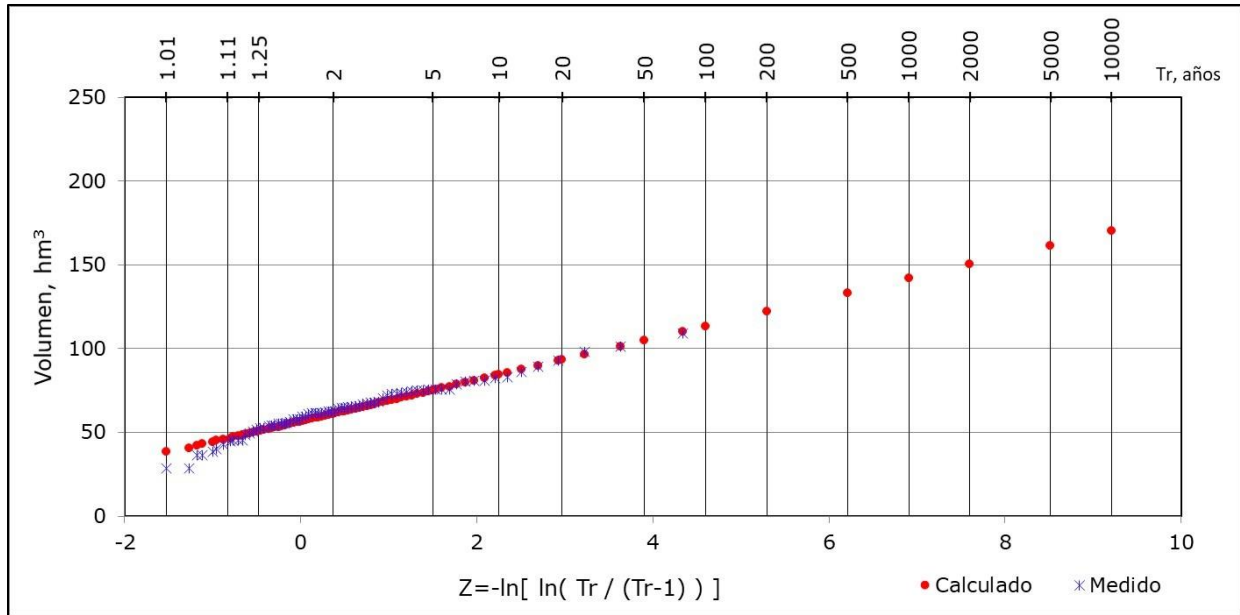


Figura 11. Volumen total anual registro histórico y curva de ajuste Gumbel.

La Tabla 3 muestra los valores estadísticos promedio de las 10 series sintéticas generadas con cien años de registro cada una. La Tabla 4 muestra los valores estadísticos para los datos históricos.

Tabla 3. Estadísticos promedio de las 10 series sintéticas generadas.

Sintéticos	Oct.	Nov.	Dic.	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.
Media	6.654	2.930	2.179	2.642	1.752	1.026	0.525	2.002	5.168	11.063	13.328	14.426
Desv. Est.	4.324	1.969	1.398	1.607	1.390	1.625	1.484	1.472	2.490	5.298	5.456	7.509
Coef. Asim.	0.924	1.041	0.121	0.432	-0.812	-0.716	-1.214	0.027	0.968	1.024	1.655	1.107

Coef. var.	0.651	0.672	0.644	0.611	0.798	1.611	3.048	0.742	0.481	0.479	0.407	0.520
------------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Tabla 4. Estadísticos del registro histórico.

Históricos	Oct.	Nov.	Dic.	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.
Media	6.621	2.876	2.169	2.628	1.789	1.067	0.627	1.950	5.114	11.139	13.442	14.324
Desv. Est.	4.585	1.681	1.283	1.680	1.323	1.600	1.403	1.516	2.446	5.155	5.431	7.152
Coef. Asim.	1.687	0.256	-0.226	0.935	-0.536	-0.584	-0.249	0.553	1.035	0.432	0.772	0.678
Coef. var.	0.693	0.585	0.591	0.639	0.739	1.499	2.237	0.778	0.478	0.463	0.404	0.499

En la Figura 12, Figura 13, Figura 14 y Figura 15 se encuentran, respectivamente, la comparación gráfica de los estadísticos: media, desviación estándar coeficiente de asimetría y coeficiente de variación promedio de las 10 series sintéticas y del registro histórico.

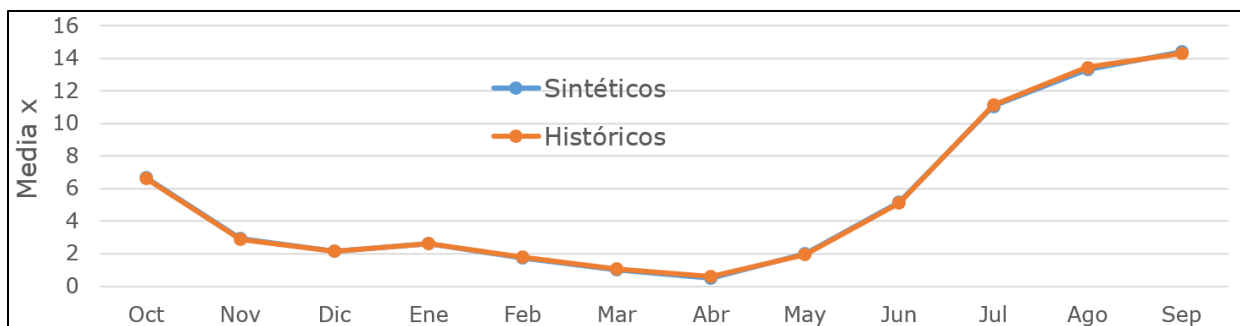


Figura 12. Media de los valores históricos y sintéticos.

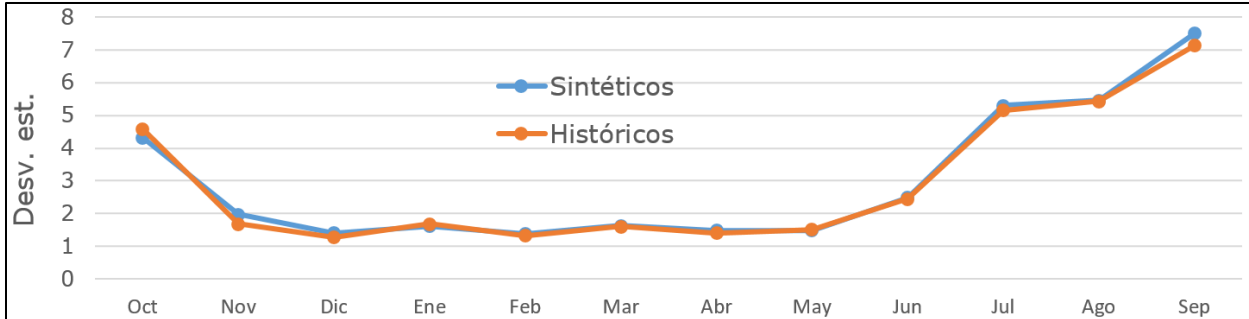


Figura 13. Desviación estándar de los valores históricos y sintéticos.

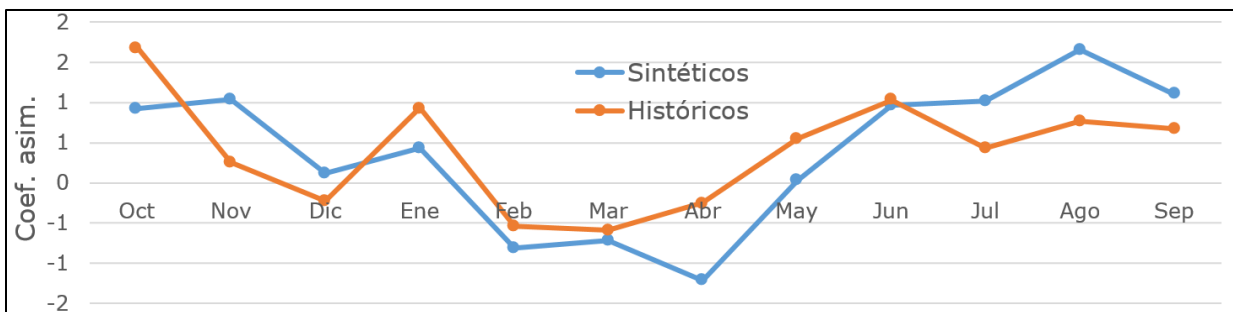


Figura 14. Coeficiente de asimetría de valores históricos y sintéticos.

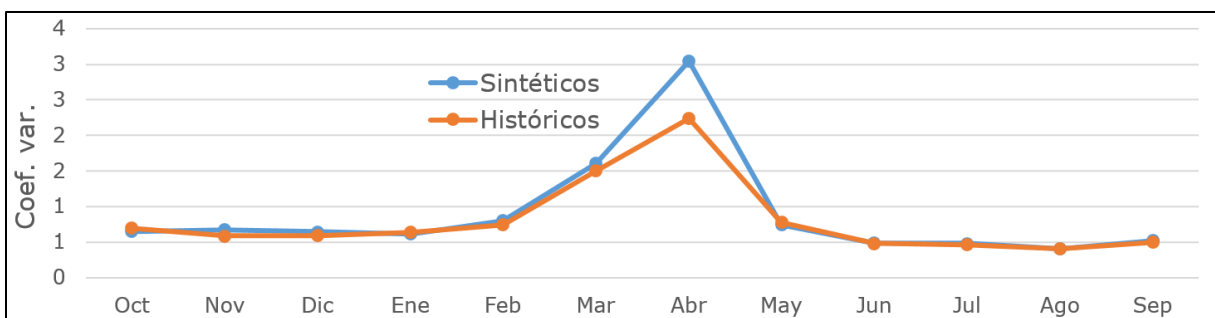


Figura 15. Coeficiente de variación promedio de los valores históricos y sintéticos.

La Tabla 5 muestra los volúmenes extraídos de agua potable para riego y totales, así como los derrames y déficits que se obtuvieron al utilizar ambos métodos de optimización (algoritmo AG y GRG no lineal) para optimizar la función objetivo, fijando como variables de búsqueda a las coordenadas de los puntos "a" (almacenamiento inicial mínimo, extracción mínima) y "b" (almacenamiento inicial máximo, extracción máxima) de la curva Z.

Tabla 5. Resultado de las simulaciones. Periodo simulado, 1940-2016.

	Ext. riego	Ext. potable	Derrame	Déficit	cder	Cdéf
Simulación	(hm³)					
Z	3 491.8641	1 581.6512	124.60	396.36		
GRG-B1	3 183.53	1 581.65	77.71	50.78	1 000	500
GRG-B2	3 151.49	1 581.65	89.21	33.07	1 000	1 000
GRG-B3	3 090.43	1 581.65	120.20	8.58	500	1 000
AG-1	3 385.36	1 580.8	77.83	152.61	1 000	500
AG-2	3 354.92	1 580.8	90.58	134.93	1 000	1 000
AG-3	3 310.31	1 580.8	116.41	116.06	500	1 000

En la simulación denominada Z se usó la curva Z obtenida con los datos históricos (Figura 10). Las simulaciones GRG-B y AG para las tres combinaciones de penalización utilizaron la función objetivo de la

Ecuación (1), teniendo como punto de partida a la curva Z (Figura 10). El periodo de simulación fue de octubre de 1940 a septiembre del 2016.

En la Figura 16 y Figura 17 se muestra la comparación entre los volúmenes derramados y de déficit totales que se obtuvieron en todas las simulaciones; la serie Z corresponde a la simulación con la curva Z que se consideró como histórica.

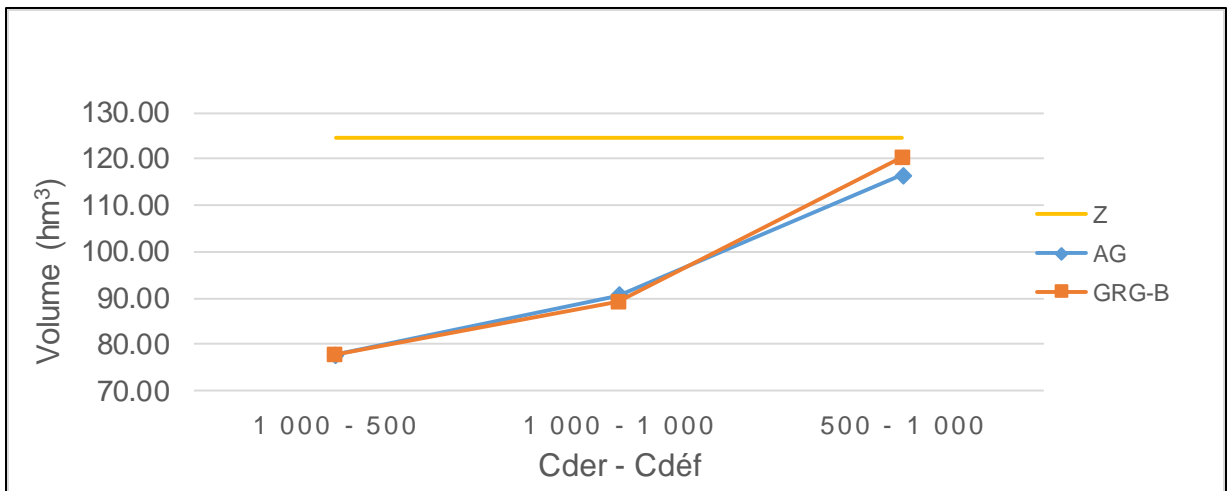


Figura 16. Comparación Derrames totales. Periodo simulado: 1940-2016.

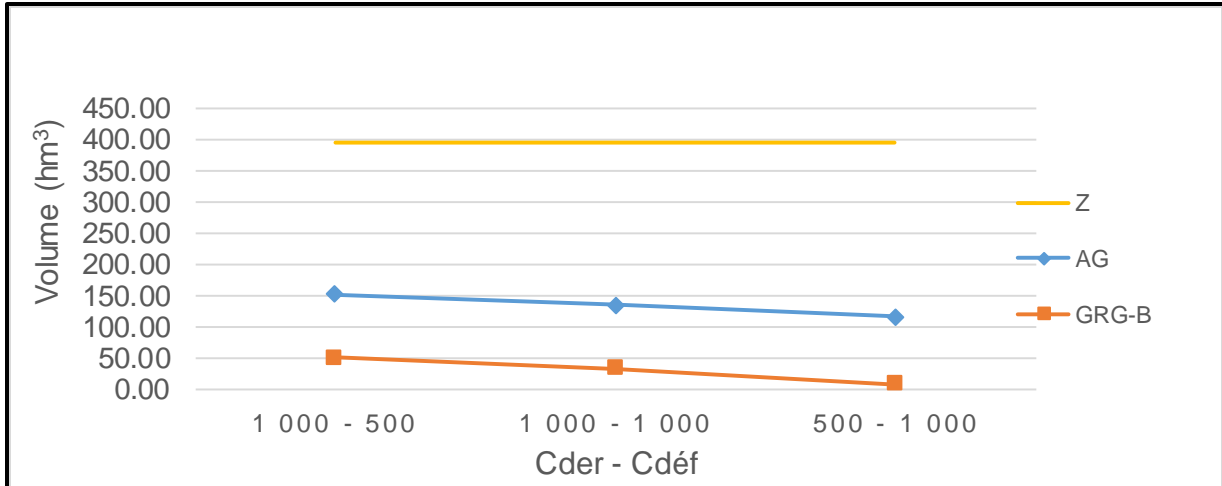


Figura 17. Déficitos totales. Periodo simulado: 1940-2016.

De las gráficas anteriores se puede observar que al comparar los derrames totales de los ensayos hechos con la curva Z histórica, GRG y AG, los resultados son muy similares entre GRG y AG, y ambas políticas son mejores en cuanto a déficit y derrames totales que los obtenidos con la curva Z histórica; sin embargo, al comparar los déficits, se tiene que en las simulaciones con GRG son de menor magnitud. También se contabilizaron los volúmenes derramados y de déficit; la Tabla 6 presenta el número de meses en los que ocurrieron estos eventos en cada simulación. Se puede observar nuevamente que el número de déficits ocurridos es menor en las simulaciones hechas con GRG. En cuanto a los derrames, se mantienen muy similares con ambos métodos de optimización. Por otro lado, los resultados de las simulaciones realizadas a partir de las reglas de operación, obtenidas con los dos métodos de optimización, comparadas con la operación histórica (Z en la Tabla 6)

muestran menos número de meses con derrames y sobre todo menos meses con déficits.

Tabla 6. Número de meses con derrame y déficit por simulación.

Simulación	Derrame	Déficit
Z	37	61
AG-1	25	40
AG-2	29	36
AG-3	33	31
GRG-B1	18	23
GRG-B2	25	16
GRG-B3	33	6

Para tener mayor detalle del comportamiento mensual de los derrames y déficit que se obtienen con la curva Z histórica (señalada como Z) y las optimizadas, se seleccionaron de la Tabla 6 las políticas GRG-B3 y AG-3, porque presentan los menores volúmenes totales de déficits y un menor número de esos eventos ocurridos mensualmente durante las simulaciones, y se hicieron la Figura 18 y Figura 19.

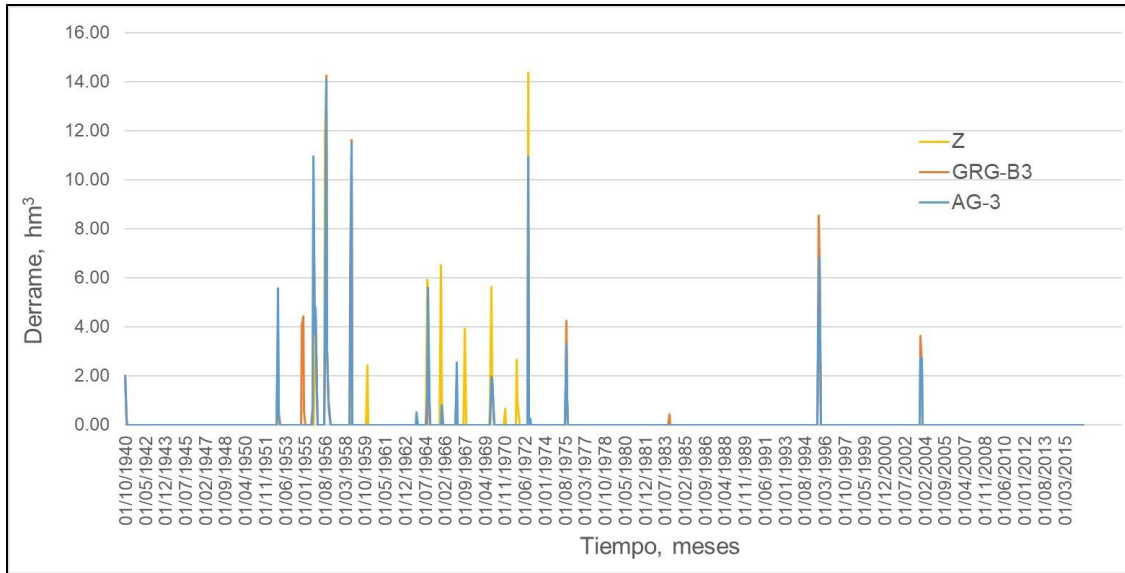


Figura 18. Derrames mensuales. Periodo simulado: 1940-2016.

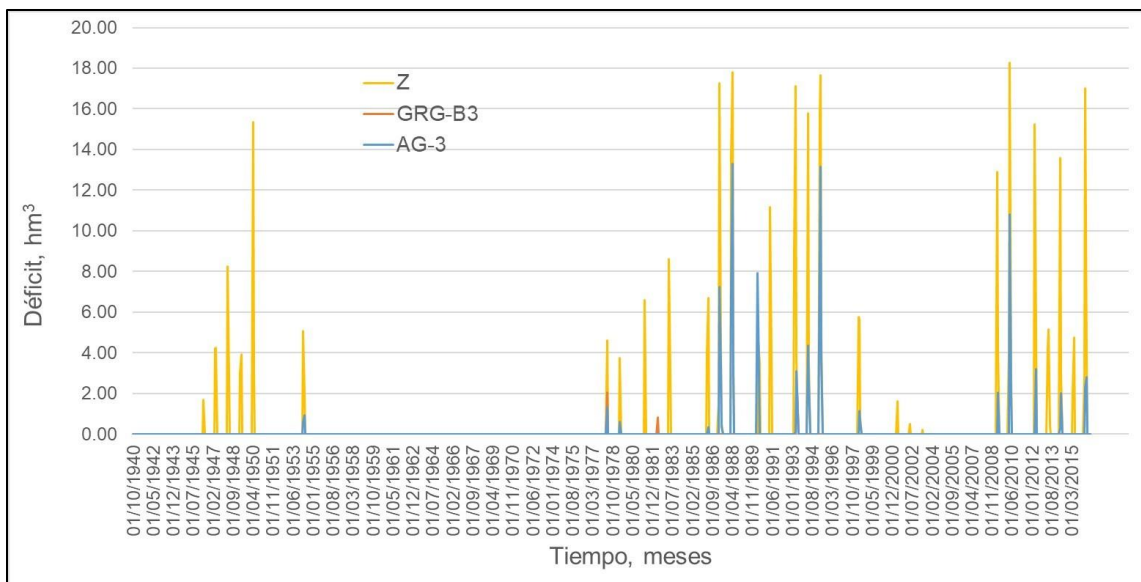


Figura 19. Déficits mensuales. Periodo simulado: 1940-2016.

Debido a que el método GRG puede incurrir en óptimos locales, y ante la poca diferencia en el número de veces que se puede presentar un derrame o un déficit entre las políticas GRG-B3 y AG-3, se decidió escoger como mejor política la llamada AG-3 para realizar la simulación de 10 series sintéticas de cien años cada una, considerando casi 20 años más que el registro histórico, y ahondar en su comportamiento al utilizarla en el largo plazo. La Tabla 7 muestra los valores promedio de los volúmenes extraídos para riego y agua potable, derramados y faltantes que se presentaron durante las simulaciones utilizando las 10 series sintéticas. En la Tabla 8 aparecen los volúmenes promedio anuales de las simulaciones con el registro histórico y con las series sintéticas, calculados como el cociente de los valores de la Tabla 7 entre los años simulados: 77 para el registro histórico y 100 para las series sintéticas. De la Tabla 7, se puede observar que de manera general los volúmenes de déficit se redujeron al utilizar los valores sintéticos, pero al mismo tiempo los volúmenes derramados aumentaron.

Tabla 7. Resumen de las simulaciones del funcionamiento de vaso usando el registro histórico y las series sintéticas.

	Ext. riego	Ext. potable	Derrame	Déficit
Simulación	(hm³)			
Z histórico	3 585.08	1 631.94	124.60	493.45

AG-3 con r. histórico	3 289.47	1 602.46	116.41	116.05
AG-3 SS prom.	4 101.68	2 081.12	215.02	64.28

Tabla 8. Resumen de volúmenes promedios anuales de las simulaciones del funcionamiento de vaso usando el registro histórico y las series sintéticas, bajo diferentes políticas de operación.

	Ext. riego	Ext. potable	Derrame	Déficit
Simulación	(hm³)			
Z histórico	45.38	20.65	1.57	6.24
AG-3 R. con r. histórico	42.72	20.81	1.51	1.51
AG-3 SS prom.	41.02	20.81	2.15	0.64

Conclusiones

El uso del algoritmo GRG para obtener políticas de operación óptimas con fines de riego y agua potable reportó múltiples ventajas. Las principales son su facilidad de utilizar y la rapidez con la que se encuentran resultados, siempre que no se indiquen demasiadas iteraciones; sin

embargo, el algoritmo GRG no siempre converge a un óptimo global, por lo que sería recomendable usar métodos más robustos.

Por otro lado, las simulaciones hechas con el algoritmo AG convergen a óptimos globales para cada simulación debido a que el proceso no parte de un algún valor predefinido para la curva Z, sino que aleatoriamente se generan diferentes valores que se prueban y la respuesta dada por los AG para una propuesta de coeficientes de penalización fue invariante.

El método de Svanidze aplicado a los escurrimientos por cuenca propia logró reproducir el patrón de comportamiento de los estadísticos media, desviación estándar, coeficiente de variación en todos los meses, salvo en el mes de abril para el coeficiente de variación; y aunque el comportamiento del coeficiente de asimetría no se logró reproducir exactamente, los valores conservan la tendencia histórica.

Debido a que el embalse de la presa Cointzio suministra agua para riego del DR-020, se puede dar mayor importancia a reducir el déficit, siempre que los máximos derrames mensuales no tengan un potencial efecto devastador; en este trabajo se recomienda la política que se obtuvo en la simulación AG-3, que mantiene balanceados los volúmenes de derrames y de déficit, pero sin llegar a valores extremos y manteniendo los volúmenes de derrame y déficit lo más parecidos posible. En el largo plazo, al simular el comportamiento del sistema con esta política con las 10 series de 100 años obtenidas con el método de Svanidze, el volumen medio anual de derrame se incrementa ligeramente de 1.51 a 2.15 hm³,

pero el déficit promedio anual se reduce de 1.51 a sólo 0.64 hm³, de manera que se garantizan las entregas de agua para el distrito de riego 020 y el suministro de agua potable a la ciudad de Morelia.

Agradecimientos

Se agradece al Conacyt por el apoyo otorgado a la realización de este trabajo como parte del proyecto 2615: "Reglas de operación de embalses con usos riego-suministro de agua potable ante el cambio climático: caso de estudio presa Cointzio en Michoacán" de la convocatoria 2016 de Atención a Problemas Nacionales.

Referencias

- Acuña, G. (2014). *Revisión y optimización de la operación histórica de las presas del sistema del río Cutzamala* (tesina de especialidad). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Alegría, A. (2010). *Política de operación óptima del sistema de presas del río Grijalva. Efectos de la curva guía* (tesis de maestría). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Arganis, M. L., Preciado, M., & Rodríguez, K. (2015). Daily rainfall interpolation models obtained by means of genetic programming. *Revista Facultad de Ingeniería* (Universidad de Antioquia), 75, 189-201 1. DOI: <https://doi.org/10.17533/udea.redin.n75a18>

- Arganis, M. L., Domínguez, R., Cisneros, H. L., & Fuentes, G. E. (2008). Génération d'échantillons synthétiques des volumes mensuels écoulés de deux barrages utilisant la Méthode de Svanidze modifiée. *Hydrologique Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques*, 53(1). 130-141.
- Caballero, J. A. (2011). Tema 10. Métodos numéricos para la optimización de problemas no lineales con restricciones. En: *Simulación y optimización de los procesos químicos*. Repositorio Institucional de la Universidad de Alicante. Alicante, España: Universidad de Alicante.
- Cancelliere, A., Ancarani, G., & Rossi, G. (2002). A neural networks approach for deriving irrigation reservoir operating rules. *Water Resources Management*, 16, 71-88.
- Chang, L., Chan, F. J., & Shin, Y. D. (2010). Constrained genetic algorithms for optimizing multi-use reservoir operation. *Journal of Hydrology*, 390, 66-74.
- Conagua, Comisión Nacional del Agua. (2020). *Acciones y programas. Sistema Nacional de Información del Agua. Infraestructura Hidráulica. Capítulo 4*. Recuperado de <https://www.gob.mx/conagua/acciones-y-programas/infraestructura-hidroagricola>
- Conagua, Comisión Nacional del Agua. (2019). *Información del distrito de riego 020 y de la presa Cointzio. Morelia (Michoacán)*. s.n. Ciudad de México, México: Comisión Nacional del Agua.

Conagua, Comisión Nacional del Agua. (2007). *Usos del agua. Capítulo 3*. Recuperado de http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Contenido/Documentos/SINA/Capitulo_3.pdf

Conagua & CEAC, Comisión Nacional del Agua & Comisión Estatal de Aguas y Gestión de Cuencas(2009). *Plan de gestión integral de los recursos naturales de la cuenca del lago de Cuitzeo*. Morelia, México: Comisión Nacional del Agua, CEAC, Gerencia Operativa de la Comisión de Cuenca del Lago de Cuitzeo.

Cram, S., Galicia, L., & Israde, I. (2010). *Atlas de la cuenca del lago de Cuitzeo: análisis de su geografía y entorno socio ambiental*. Ciudad de México, México: Universidad Nacional Autónoma de México.

Domínguez, R., Fuentes, G., & Arganis, M. L. (agosto, 2001). *Procedimiento para generar muestras sintéticas de series periódicas mensuales a través del método de Svanidze modificado aplicado a los datos de las presas La Angostura y Malpaso*. Series Instituto de Ingeniería C1-19. Series Blanca. México, DF, México: Universidad Nacional Autónoma de México.

Fallah-Mehdipour, E., Bozorg, O., & Mariño, M. (June, 2013). Extraction of multicrop planning rules in a reservoir system: Application of evolutionary algorithms. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 139(6).490-498. <https://ascelibrary.org/doi/10.1061/%28ASCE%29IR.1943-4774.0000572>

- Fuentes, O. A., Palma, A., & Rodríguez, K. (2011). Estimación y localización de fugas en una red de tuberías de agua potable usando algoritmos genéticos. *Ingeniería, Investigación y Tecnología*, 12(2), 2011, 235-242.
- Fuentes, Ó. A., & Palma, A. (2014). Leak detection and estimation of its expenses in a network of potable water pipes using a simple genetic algorithm. En: *Memorias*. v2 (pp. 150-155). 4ta. Conferencia Iberoamericana en Sistemas, Cibernética e Informática, CISCI 2005 Orlando, Florida, USA.
- García, A. R. (2011). *Simulación numérica del transporte de contaminantes, en el río Grande de Morelia* (tesis de maestría). Instituto Politécnico Nacional, México, D.F., México.
- Goldberg, D. E. (1989). *Genetic algorithms in search, optimization and machine learning*. Boston, USA: Addison-Wesley.
- González-Gómez, J. I. (2015). *Toma de decisiones. Excel y Solver, una introducción. Anexo. Curso-taller ASEBOR-2015*. Asociación Empresarial de Bodegas Acogidas a la DO Ribera de Duero, Aranda de Duero, España.
- Gotay, S. G., & Jorge, P. M. (2003). Calibración de modelos conceptuales de precipitación-escurrimientos, usando optimización global. *Ingeniería Hidráulica en México*, 10(1), 55-73.
- Guzmán, V. H. (2009). *Algoritmos genéticos y Epanet 2.0 para la localización óptima de válvulas reductoras de presión en redes de*

distribución de agua potable (tesis de licenciatura para Ingeniería en Computación). Universidad Nacional Autónoma de México.

Holland, J. (1975). *Adaptation in natural and artificial systems*. Cambridge USA: MIT Press.

Kang, M. G., & Woo, S. (2014). Combined simulation-optimization model for assessing irrigation water supply capacities of reservoirs. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 14(5) 1-11. DOI: 10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000726.

Kumar, A. R. S., Goyal, M. K., Ojha, C. S. P., Singh, R. D., Swamee P. K., & Nema, R. K. (2013) Application of ANN, fuzzy logic and decision tree algorithms for the development of reservoir operating rules. *Water Resources Management*, 27, 911-925.

Lasdon, L. S., Waren, A. D., Jain, A., & Ratner, M. (1978). Design and testing of a generalized reduced gradient code for nonlinear constrained programming. *ACM Transactions on Mathematical Software*, 4, 34-50.

Lasdon, L. S., & Waren, A. D. (1978). Generalized reduced gradient software for linearly and nonlinearly constrained problems. In: *Greenberg, H. J. (ed.) (pp. 363-397). Design and Implementation of Optimization Software*. The Netherlands: Sijthoff & Noordhoff.

López, S., & Sánchez, I. (1998). *Optimización con Solver*. Rect@. Actas_6.1-10. Recuperado de: https://www.researchgate.net/publication/26442934_Optimizacion_con_Solvers

- Malekmohammadi, B., Kerachian, R., & Zahraieb, B. (2009). Developing monthly operating rules for a cascade system of reservoirs: Application of Bayesian Networks. *Environmental Modelling & Software*, 24, 1420-1432.
- Michalewicz, Z. (1996). *Genetic algorithms + data structures = evolution program*. Berlin Heidelberg, Germany: Springer Verlag.
- Minjares, J. L., Salmón, R. F., Orozco, L. A., & Cruz, I. R. (2008). Hydrologic-agronomic-economic model for the optimal operation of the Yaqui River reservoir system using genetic algorithms. *Ingeniería Hidráulica en México*, 23(3), 37-48.
- Moghaddasi, M., Araghinejad, S., & Morid, S. (2010). Long-term operation of irrigation dams considering variable demands: case study of Zayandeh-Rud Reservoir, Iran. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 136(5), 309-316. Recuperado de <https://ascelibrary.org/doi/pdf/10.1061/%28ASCE%29IR.1943-4774.0000128>
- Ndiritu, J., Odiyo, J., Makungo, R., Mwaka, B., Mthethwa, N., Ntuli, C., & Andanje, A. (2016). Development of probabilistic operating rules for Hluhluwe Dam, South Africa. *Physics and Chemistry of the Earth*, (100), 343-352.
- OOAPAS, Organismo Operador de Agua Potable, Alcantarillado y Saneamiento. (2018). *Informe anual 2017*. Morelia, México: Organismo Operador de Agua Potable, Alcantarillado y Saneamiento, Dirección General.

- Pereyra, G., Pandolfi, D., & Villagra, A. (2016). Diseño y optimización de redes de distribución de agua utilizando algoritmos genéticos. *Informe Científico Técnico UNPA*, 9(1), 37-73.
- Rincón, J. C. (julio, 2006). Aplicación de algoritmo genéticos en la optimización del sistema de abastecimiento de agua de Barquesimeto-Caburade. *Avances en Recursos Hidráulicos*, (14. 25-38). Recuperado de <https://www.redalyc.org/pdf/1450/145020399002.pdf>
- Semarnat, Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales. (2002). *Compendio de estadísticas ambientales 2002. Agua. Capítulo 4*. Recuperado de http://www.paot.org.mx/centro/ine-semarnat/informe02/estadisticas_2000/informe_2000/
- Susperregui, A. S., Gratiot, N., Esteves, M., Duwig, C. y Prat C. (2007). *El funcionamiento hidrosedimentario de la presa de Cointzio*. Resumen y Póster. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/282172002_El_funcionamiento_hidro-sedimentario_de_la_presa_de_Cointzio.
- Svanidze, G. G. (1980). *Mathematical Modeling of Hydrologic Series*. Fort Collins, USA: Water Resources Publications.
- Wua, Y., & Chen, J. (2014). Estimating irrigation water demand using an improved method and optimizing reservoir operation for water supply and hydropower generation: A case study of the Xinfengjiang reservoir in southern China. *Agricultural Water Management*, 116, 110-121.

**Stability regions for an explicit numerical solution of
the one-dimensional Richards equation applied to
water soil infiltration**

**Regiones de estabilidad para una solución numérica
explícita de la ecuación de Richards unidimensional
aplicada a la infiltración de agua en suelos**

H. Alejandro Pedrozo¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-5732-8985>

Mario R. Rosenberger² ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-7104-8090>

Carlos E. Schvezov³ ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-7601-2073>

¹Instituto de Materiales de Misiones (IMAM) CONICET, Universidad Nacional de Misiones, Misiones, Argentina/Planta Piloto de Ingeniería Química (PLAPIQUI CONICET-UNS), Bahía Blanca, Argentina, apedrozo@plapiqui.edu.ar

²Instituto de Materiales de Misiones (IMAM) CONICET, Universidad Nacional de Misiones, Misiones, Argentina, rmario@fceqyn.unam.edu.ar

³Instituto de Materiales de Misiones (IMAM) CONICET, Universidad Nacional de Misiones, Misiones, Argentina, schvezov@fceqyn.unam.edu.ar

Corresponding author: H. Alejandro Pedrozo, apedrozo@plapiqui.edu.ar

Abstract

Richards equation describes the infiltration and movement of water in porous media, such as soils. This equation, added to the complex constitutive equations which characterize the soil, produces a nonlinear system of partial differential equations. In this work, the Richards equation formulated as a function of the saturation degree was solved by an explicit finite difference method. The matric potential was obtained as a function of the saturation degree, and the convergence of the solutions was analyzed by a modified von Neumann procedure and compared with numerical calculations. As a result, an analytical expression was obtained to determine a priori if a simulation was stable for given time and spatial steps. From those simulation parameters and soils properties, dimensionless numbers were defined to generalize the proposed method.

Keywords: Stability analysis, Richards equation, Porous media, Water infiltration.

Resumen

La ecuación de Richards se utiliza para modelar la infiltración y el movimiento de agua en suelos, u otro medio poroso. Esta ecuación, junto con las complejas ecuaciones constitutivas que caracterizan al suelo, resulta en un sistema de ecuaciones no lineales en derivadas parciales. En este trabajo, la ecuación de Richards se escribe en función del grado de saturación del suelo, y se resuelve por medio de un método explícito en diferencias finitas. El potencial matricial se obtiene como una función del grado de saturación y la convergencia de las soluciones numéricas se analiza por medio del procedimiento de von Neumann. Como resultado, se obtiene una expresión analítica para determinar si una simulación es estable con pasos temporales y espaciales dados. A partir de estos parámetros de simulación y las propiedades del suelo, se definen números adimensionales para generalizar el método propuesto.

Palabras clave: análisis de estabilidad, ecuación de Richards, medio poroso, infiltración de agua.

Received: 07/02/2019

Accepted: 11/04/2021

Introduction

The mathematical model of fluid movement in unsaturated soil is important in many branches of science and engineering. For example, to study groundwater hydrology, petroleum engineering, and agriculture (Celia, Bouloutas, & Zarba, 1990; Miranda, Duarte, Libardi, & Folegatti, 2005; Saucedo, Zavala, & Fuentes, 2015).

It is common to apply Darcy's law when modeling water flow systems in porous media (Miller *et al.*, 2013; Warrick, 1991), which, combined with the continuity equation, results in the Richards equation (Richards, 1931). This equation is the governing equation for fluid movement in unsaturated soil. It is a strongly nonlinear parabolic partial differential equation; therefore, numerical methods usually are applied to solve it (Berardi, Difonzo, Vurro, & Lopez, 2018; Caviedes-Voullième, Garci, & Murillo, 2013; Gyrya, Lipnikov, Manzini, & Svyatskiy, 2014; Hills, Porro, Hudson, & Wierenga, 1989; Romano, Brunone, & Santini, 1998; Solin & Kuraz, 2011; Wendland & Pizarro, 2010). However, considerable attention should be paid to solving Richards equation to get an accurate discretization and an efficient solver (Jeltsch & Nevanlinna, 1981; Lipnikov, Moulton, & Svyatskiy, 2016; Miller *et al.*, 2013). Besides, the abrupt change in the value of some parameters like the hydraulic conductivity during the simulation may cause stability problems (Solin & Kuraz, 2011).

To reduce the computational time to solve this equation, the numerical time step may be increased, however, this change may increase mass balance error, and the model may not converge. So, a compromise between time step and mass balance error must be made.

Richards equation may be written based on several variables; these include volumetric humidity, matric potential, saturation degree, and different combined forms of these variables. Each expression of this equation presents different discretization forms. The most common expression is based on matric potential. This form does not need constitutive relationships to transform state variables, which allows a direct application of implicit numerical methods. However, it is necessary to approximate the partial derivative concerning time by a Taylor expansion, which introduces an extra error, and thus the model is more sensitive to the time step.

Another form of Richards equation is written as a combination of volumetric humidity and matric potential (Celia *et al.*, 1990). This form does not need a Taylor expansion for the partial derivative with respect to time, and the mass balance errors are lower (Celia *et al.*, 1990; Romano *et al.*, 1998). Nevertheless, complex constitutive relationships are necessary to transform the state variables.

Richards equation can also be written as a combination based on saturation degree and matric potential. Since the saturation degree has a linear relationship with humidity, an accurate relation by Taylor expansion is obtained without introducing additional error in the time derivative.

Besides, the corresponding constitutive equations based on humidity are simpler than the expressions based on matric potential; therefore, this form can be an advantageous choice to solve the Richards equation by finite difference numerical methods. On the other hand, the analysis of the stability of the numerical methods provides important information about the reliability and robustness of the model. Even more in the Richards equation, which is considered very stiff to numerical integration (Berardi & Vurro, 2016). If the resulting error for a given discrete algorithm is large enough, the simulation diverges, and the parameters must be adjusted to converge the computational experiment, or the model must be changed in extreme cases (Jeltsch & Nevanlinna, 1981; Lipnikov *et al.*, 2016; Yuste & Acedo, 2005).

Although there is no procedure developed to analyze the stability of nonlinear equations, it is possible to linearize or discard low nonlinear terms from the equation and apply a standard procedure for the resulting linear equation (Canelón & Darío, 2003). This does not apply for the Richards equation that is highly nonlinear (Celia *et al.*, 1990; Romano *et al.*, 1998), and therefore other methods for treating stabilities must be applied.

We have proposed a new approximation method based on a Taylor expansion for the Richards equation and a linearization process to determine a priori if the simulation is stable (Pedrozo, Rosenberger, & Schvezov, 2016). Thus, this manuscript's main objective is to give more details of both, the approximation method's numerical behavior and the

stability analysis. We validate the explicit finite difference model based on a combination of two state variables, saturation degree, and matric potential, with a literature case study and perform sensibility analyses for the time and spatial steps. We explain in depth the procedure to obtain the equations to make decisions about the system's stability, and the proposed method was tested by using two case studies of the literature. Furthermore, we address the method's generalization by estimating the stability regions through the main parameters of the simulation.

Computational methods

Governing equation of the model

The Richards equation is written as a function of both, saturation degree (S_e) and matric potential (ψ), where the z coordinate grows upwards, is shown in Equation (1); and the saturation degree is defined in Equation (2):

$$(\theta_s - \theta_r) \frac{\partial Se}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right) \quad (1)$$

$$Se = \frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} \quad (2)$$

Where t is time; z is depth in the upward direction; $K(\psi)$ is the soil hydraulic conductivity; θ_s is the volumetric humidity of the saturated soil and θ_r is the volumetric residual humidity of the soil. Besides, we used the constitutive equations proposed by Mualem (1976) and modified by van Genuchten (1980):

$$K(Se) = K_s \cdot Se^{0.5} \left(1 - \left(1 - Se^{\frac{1}{m}} \right)^m \right)^2 \quad (3)$$

$$K(\psi) = \frac{K_s (1 - (\alpha|\psi|)^{n-1} (1 + (\alpha|\psi|)^n)^{-m})^2}{(1 + (\alpha|\psi|)^n)^{m/2}} \quad (4)$$

$$\psi(Se) = \frac{-1}{\alpha} \sqrt[n]{m \sqrt{\frac{1}{Se}} - 1} \quad (5)$$

Where: α , n , and m are parameters that depend on the kind of soil and K_s is the saturated hydraulic conductivity of the soil.

Numerical model

We select an explicit finite difference method for the discretization of the Richards equation, where the subscript i indicates the depth (which increases downward) and the superscript j indicates the time (see Figure 1). The equation may be written as:

$$Se_i^{j+1} = Se_i^j + \frac{\Delta t}{\Delta z^2(\theta_s - \theta_r)} \left(K(\psi_{i+\frac{1}{2}}^j)(\psi_{i+1}^j - \psi_i^j + \Delta z) - K(\psi_{i-\frac{1}{2}}^j)(\psi_i^j - \psi_{i-1}^j + \Delta z) \right)$$

(6)

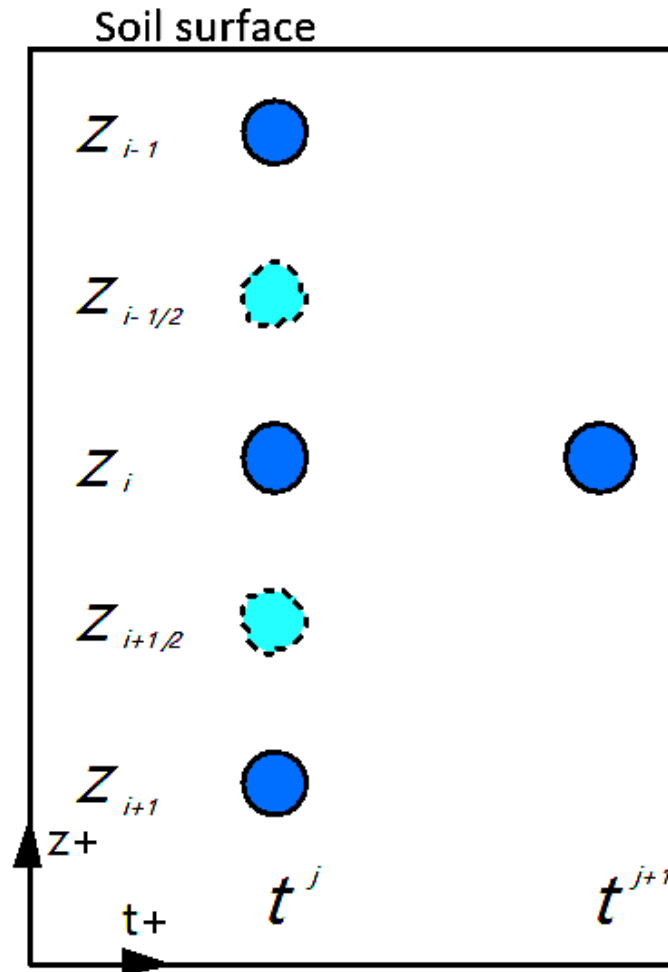


Figure 1. Nodes scheme.

Since Equation (6) is based on both saturation degree and matric potential, Equation (5) is necessary to transform state variables. If an implicit method is used, such transformations are not accurate, and a

Taylor expansion would be needed. For this reason, an explicit method was selected.

The average hydraulic conductivity showed in Equation (7) describes the flow velocity in steady-state between two nodes at potential ψ_i^j and ψ_{i+1}^j . This equation is more accurate than other averages (Schlüter, Vanderborght, & Vogel, 2012; Szymkiewicz & Helmig, 2011), and was proposed by Baker (Baker, 2000):

$$K\left(\psi_{i+\frac{1}{2}}^j\right) = \frac{1}{\Delta\psi + \Delta z} \left(\int_{\psi_i^j}^{\psi_{i+1}^j} K(\psi) d\psi + \int_{z_i^j}^{z_{i+1}^j} K(\psi) dz \right) \quad (7)$$

Equation (7) is composed of two indefinite integrals, one is a function of matrix potential, and the other is a function of the spatial step. It is possible to calculate the primitive of the integral that is a function of matrix potential due to the relationship between hydraulic conductivity and matrix potential is known (see Equation. (8)). On the other hand, calculating the integral in the function of the spatial step is complicated. For that reason, the approximation (9) is used:

$$\int K(\psi_i^j) d\psi = PK(\psi_i^j) \quad (8)$$

$$\frac{1}{\Delta z} \int_{z_i^j}^{z_{i+1}^j} K(\psi) dz = \frac{K(\psi_{i+1}^j) + K(\psi_i^j)}{2} \quad (9)$$

Introducing equations (7), (8), and (9) in Equation (6) and considering that $K(\psi_i^j) = K(Se_i^j)$, the result is Equation (10), which is used in the present model:

$$Se_i^{j+1} = Se_i^j + \frac{\Delta t}{\Delta z^2(\theta_s - \theta_r)} \left(PK(\psi_{i+1}^j) - 2PK(\psi_i^j) + PK(\psi_{i-1}^j) + \frac{\Delta z}{2} \left(K(Se_{i+1}^j) - K(Se_{i-1}^j) \right) \right) \quad (10)$$

Calculation procedures

The whole domain was discretized, and Equation (10) was applied to all the nodes. The calculations were made using a personal computer Intel® Core™ i7-3770 CPU@3.50GHz with 8 GB of RAM. We implemented the numerical method in Wolfram Mathematica 9.0, where we used the following modules:

- Parameter declarations: function definitions and pre-calculations. Particularly, $PK(\psi)$ was calculated by Equation (8) using the “Integrate” command of Mathematica.
- The iteration procedure: due to the problem boundary conditions and the field's initial state, after each time-step there is a change of soil humidity only in the shallowest nodes. So, including all the nodes in the calculation array is not necessary. Therefore, the algorithm identifies the deepest node for which humidity may increase. Let M be the number of nodes with the first node ($i = 0$) located on the surface, and let M' be the deepest node that remains in its initial state, such that $M' < M$. Therefore, the explicit method is only applied to the subset of nodes $i = 0$ to M' . It should be noted that the value of M' changes as iterations proceed. In this way, the number of calculations is reduced. The hydraulic conductivity and matric potential are calculated using Equations 3 and 5, respectively.

Parameters and validation

To validate the proposed method, we compared our numerical results with the models reported in the literature by Celia *et al.* (1990) and Wendland

and Pizarro (2010), considering the same boundary conditions and initial humidity values. The case study was the infiltration of water in sandy soil, which has the following parameters $\theta_s=0.368 \text{ m}^3/\text{m}^3$, $\theta_r=0.102 \text{ m}^3/\text{m}^3$, $\alpha=3.35 \text{ m}^{-1}$, $K_s=9.22 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $n=2$, $m=0.5$.

At the beginning of the simulation, the soil humidity was low and uniform ($0.11 \text{ m}^3/\text{m}^3$) in the whole domain, while the surface humidity was high and constant ($0.20 \text{ m}^3/\text{m}^3$). The corresponding matric potential initial condition was $\psi(0,z)=-10 \text{ m}$, and Dirichlet boundary conditions of $\psi(t,0)=-0.75 \text{ m}$ and $\psi(t,-1)=-10 \text{ m}$. The soil depth was of 1 m and the simulation time was 1 day.

The present model infiltration profiles and those reported by Wendland and Pizarro (2010) are shown in Figure 2. It was observed that they accurately match since curves overlap. This fact shows that the proposed model can correctly approximate the solution reported in the literature and produces practically the same solution. Moreover, the global error was lower than 1 % and has a maximum local error of 10 %, which was located at a depth of 0.60 m (see Figure 3), where the humidity gradient was the largest. These outcomes indicate that the model presented here was a suitable approximation.

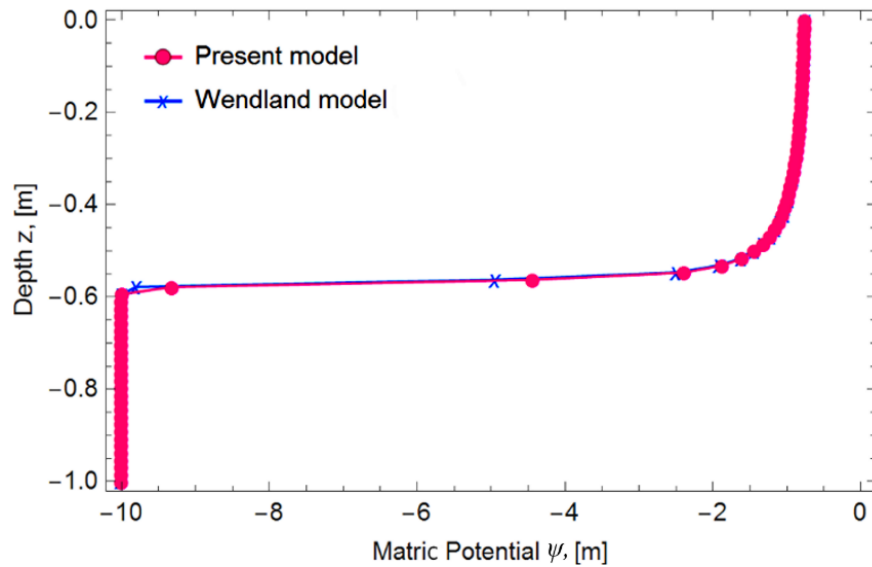


Figure 2. Comparison between results of the present model and the model proposed by Wendland and Pizarro (2010).

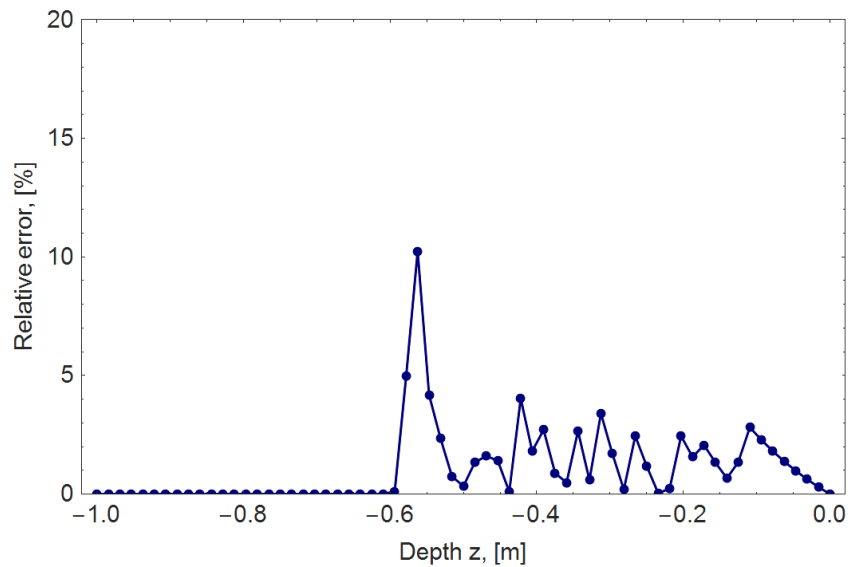


Figure 3. The local error of the present model.

Sensitivity analysis

Effect of the time step, Δt

The first step of the analysis was to quantify the results errors as a time step function. One simulation was chosen as a reference, which solution is considered as the true value. Therefore, relative errors of simulations with other parameters were calculated by comparison. The reference simulation was obtained with the proposed model when the simulation time is one day and the time step is one second, which is considered small enough to make the temporal discretization errors negligible. To make the comparison, the highest local error was used, which was included in Equation (11):

$$\text{Max} \left(\left| \frac{\psi_i^{tmax} - \psi_{v_i}^{tmax}}{\psi_{v_i}^{tmax}} \right| \right) \quad (11)$$

where ψv_i^{tmax} is the matric potential obtained by the proposed model with a time step of one second, while ψ_i^{tmax} is the matric potential obtained with the highest time step. Different spatial steps were considered for the analysis, -1/40 m, -1/64 m, and -1/80 m. Therefore, each spatial step has a different reference simulation to make the comparisons.

The results are shown in Figure 4, for the three spatial steps, and a wide range of time steps, from 1 to 54 seconds. A linear relationship between maximum relative error and time step was observed, with a maximum error of 0.85 %. In addition, the maximum relative error, with a time step of 1 second, is 0 % for each spatial step, in such case, this time step was taken as reference. In Figure 4, for a spatial step of -1/80 m, the model becomes unstable and diverges for time steps larger than 34 s for a reason that is discussed in the next section. On the other hand, by comparing the lines slopes, it was observed that the slope changes among them diminish when the absolute value of the spatial step diminishes; this indicates that the method is convergent for the spatial step.

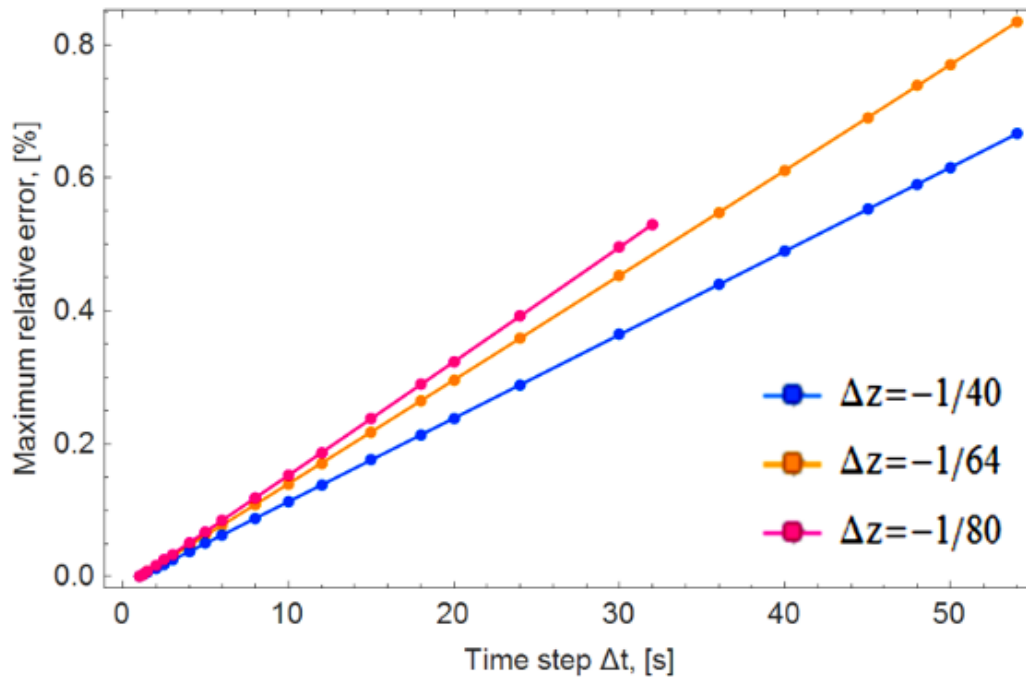


Figure 4. Maximum relative error as a function of the time step for three different spatial steps.

In similar models based on matric potential only (Pedrozo, Rosenberger, & Schvezov, 2015), the instabilities occur for time steps larger than 26 s, and with much larger relative errors of 25 %. This shows that the present model based on both, the degree of saturation and matric potential, is more stable and presents less error.

The relationship between CPU time versus maximum global error was plotted in Figure 5 for the same three-time steps of -1/40, -1/64, and -1/80 m and a time step of one second. As observed and reported in

the literature, the error decreases as CPU time increases. It should be noted that the unit of CPU time label is second, these results suggest that the present model presents a reasonable compromise among CPU time and global error.

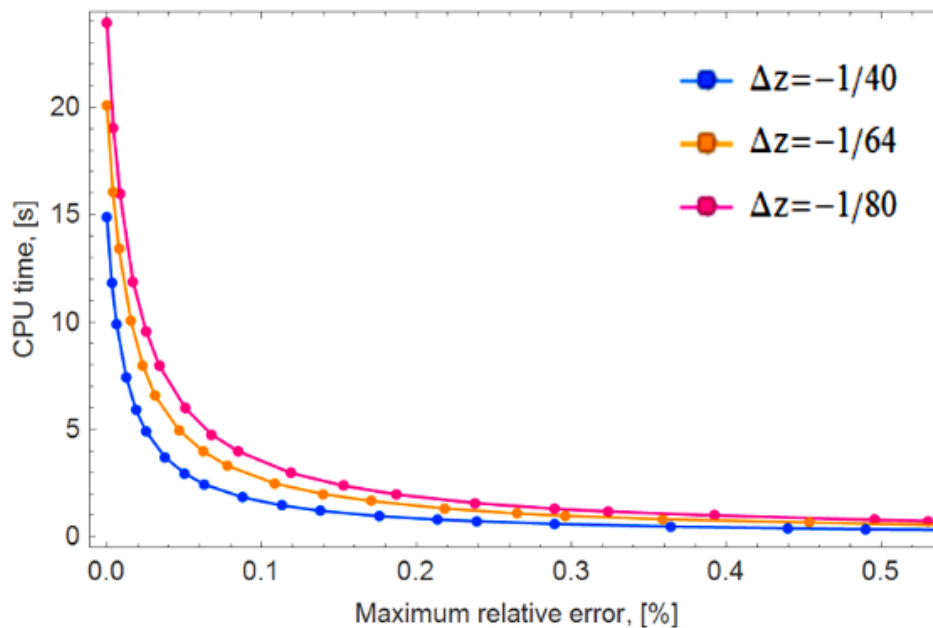


Figure 5. CPU time as a function of the maximum relative error for three different spatial steps.

A typical matrix potential profile versus depth for the same three spatial step sizes are plotted in Figure 6, for a time step of one second and for an elapsed time of one day from the initial condition. It is observed that the three profiles strongly overlap.

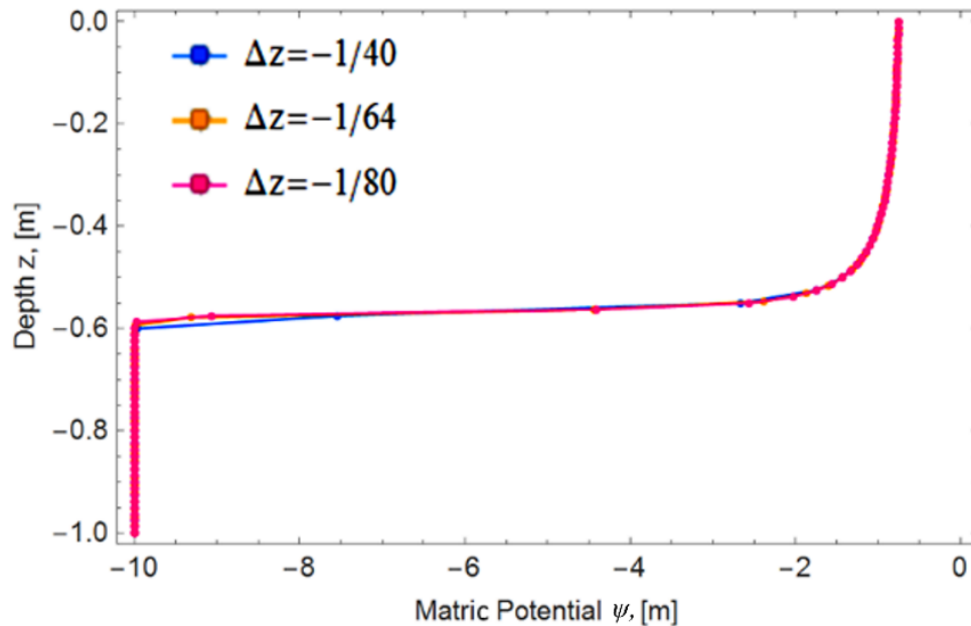


Figure 6. Humidity profile inside the soil, plots for the three different spatial steps (the plots are overlapping for this drawing resolution).

Effect of the spatial step, Δz

The model equations are developed by applying a mass balance in each domain element with a node in the center. The matric potential for each node is then an average value for each element.

The comparison was made in the same portion of the domain, keeping track of the element portion and averaging the results' values for the smaller steps as shown in Figure 7.

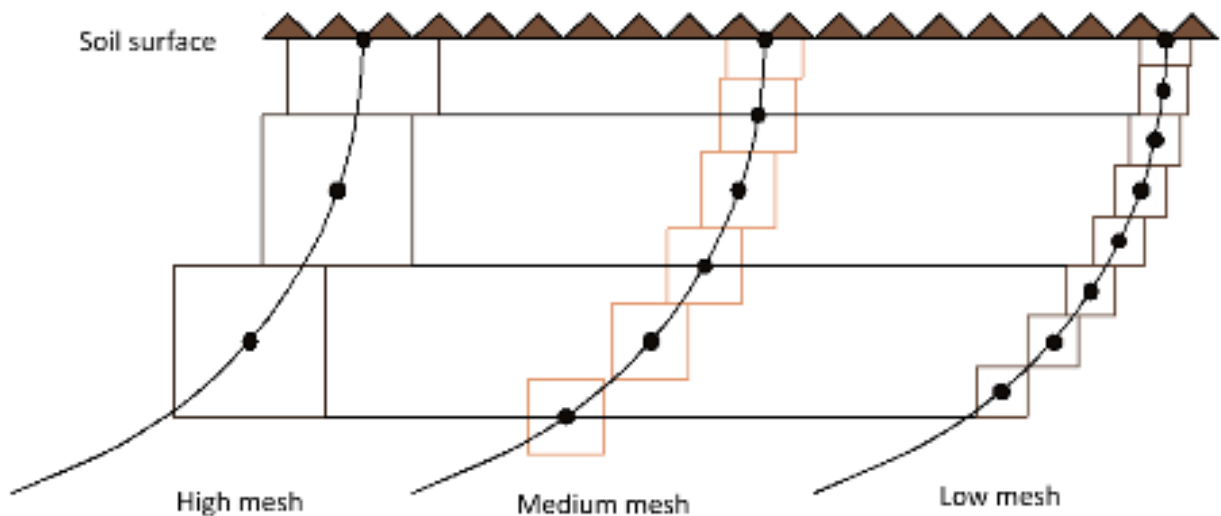


Figure 7. Node scheme for different meshes and its portion of domains representing.

The spatial steps employed in comparing the results are $-1/32$, $-1/64$, $-1/96$, $-1/128$, and $-1/192$ m; the smaller time steps results are used as a reference, considering that the finer the mesh more accurate the results are.

Three meshes are illustrated in Figure 7, and the results for the five meshes are shown in Figure 8, including maximum relative error and CPU

time as a function of the spatial step, Δz . It was observed that the error increases with spatial step in a non-linear relation; the effect of spatial step on CPU time is not strong as the maximum relative error in a whole interval of a few seconds, which makes the model suitable for calculations.

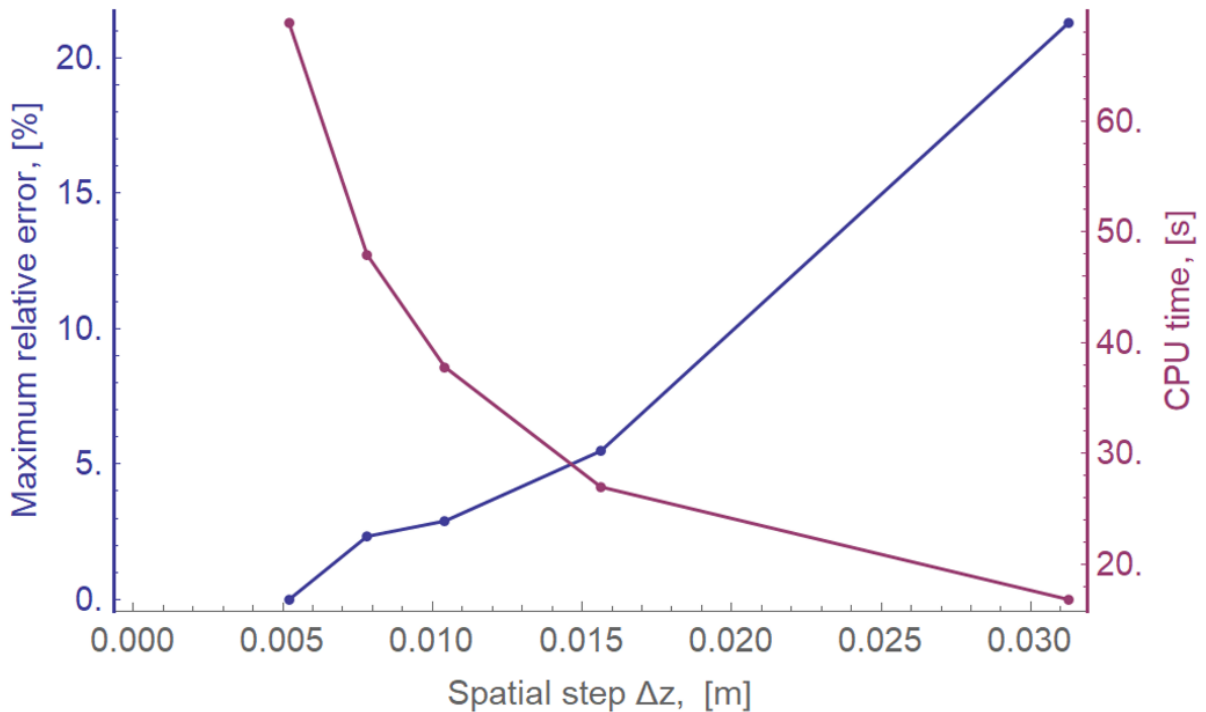


Figure 8. Effect of spatial step, for the same time step of 1 second, on the maximum relative error and CPU time.

Fourier analysis for convergence determination

Algebraic linearization

The conditions for convergence depend on the values of the physical variables and the parameters of the simulation, such as spatial and time steps. The convergence interval for finite difference methods was studied using Fourier stability analysis; however, this technique was developed for linear equations only, which is not the case of the present model. Therefore, to apply Fourier stability analysis, the following process of algebraic linearization was applied.

First, let be:

$$a_i^j = \frac{PK(\psi_i^j) - PK(\psi_o^j)}{\Delta z \cdot i} \quad (12)$$

which gives:

$$PK(\psi_i^j) = a_i^j \cdot \Delta z \cdot i + PK(\psi_0^j) \quad (13)$$

a_i^j , given by Equation (12), is the slope of the secant of $PK(\psi)$ between the zero and the i -th nodes.

Using the Mualem-van Genuchten constitutive equation, the hydraulic conductivity can be written as:

$$K(\psi_i^j) \cong \frac{K(\psi_0^j) - K(\psi_M^j)}{PK(\psi_0^j) - PK(\psi_M^j)} \cdot a_i^j \cdot \Delta z \cdot i + cte \quad (14)$$

where M is the number of nodes, ψ_0^j and ψ_M^j are the boundary condition at the top and bottom surfaces of the domain, respectively.

On the other hand, Se_i^j can be approximated by a Taylor expansion as:

$$Se_i^j \cong \left(\left(\frac{K(\psi) \cdot d\psi}{dSe} \right) \Big|_{max} \right)^{-1} \cdot \Delta z \cdot i \cdot a_i^j + Se_0^j \quad (15)$$

where $K(\psi) \cdot d\psi/dSe$ was evaluated in the maximum and critical value (top surface) which may produce or initiate the instability.

Defining the values of λ and ε by Equation (16) and Equation (17), respectively, and introducing equation (13) to (17) in the model Equation (10), a linear approximation of the model equation (10) is obtained, which is written as Equation (18):

$$\lambda = \left(K(\psi) \cdot \frac{d\psi}{dSe} \right)_{max} \frac{\Delta t}{\Delta z^2 \cdot (\theta_s - \theta_r)} \quad (16)$$

$$\varepsilon = \frac{K(\psi_0^j) - K(\psi_M^j)}{PK(\psi_0^j) - PK(\psi_M^j)} \cdot \Delta z \quad (17)$$

$$a_i^{j+1} = a_i^j + \frac{\lambda}{i} \left(a_{i+1}^j (i+1) - 2a_i^j i + a_{i-1}^j (i-1) + 0.5\varepsilon \left(a_{i+1}^j (i+1) - a_{i-1}^j (i-1) \right) \right) \quad (18)$$

In particular, λ is a non-dimensional number which may be interpreted by analogy with the main simulation parameter in the solution of the heat equation by the finite difference method, which in that case is the product of the thermal diffusivity multiplied by the time step Δt , and divided by the square of the spatial step, Δz . In Equation (16), the expression $(K(\psi) \cdot d\psi/dSe)(\theta_s - \theta_r)^{-1}$ is the hydraulic diffusivity of the soil (Hillel, 1998), which relates the hydraulic conductivity and the soil's specific capacity, which is analogous to the thermal diffusivity.

In the case of a linear partial derivative equation, convergence is analyzed using a Fourier stability analysis, known as Von Neumann analysis (Hirsch, 2007; Pletcher, Tannehill, & Anderson, 2012). In that case, the model results are stable if the rounding error in the model equation decreases as iterations proceed.

In the present case, the values of a_i^j must be consistent with the physical phenomenon that is; since the water must be transported from higher to lower values of the matrix potential, the values of a_i^j must decrease after each time step iteration. To follow its evolution, the function $G(\beta, i)$ is defined as an amplification factor and calculated as:

$$G(\beta, i) = \frac{a_i^{j+1}}{a_i^j} \quad (19a)$$

Where:

$$G(\beta, i) = 1 + \lambda \left(-2 + \left(2 + \frac{\varepsilon}{i} \right) \cos(\beta) \right) + \lambda \left(\frac{2}{i} + \varepsilon \right) \cdot I \cdot \sin(\beta) \quad (19b)$$

$$|G(\beta, i)| = \sqrt{\left(1 + \lambda \left(-2 + \left(2 + \frac{\varepsilon}{i} \right) \cos(\beta) \right) \right)^2 + \left(\lambda \left(\frac{2}{i} + \varepsilon \right) \cdot \sin(\beta) \right)^2} \quad (20)$$

where in Equation (19b), I is the imaginary unit, and β is a phase angle. Details of the procedure to obtain Equation (19b) are presented in Appendix A.

The amplification factor defined here is different from that defined in the literature (Pletcher *et al.*, 2012), as the ratio between the rounding errors at time steps j and $j+1$, which does not take into account the physical characteristic of the boundary problem, as it was done in Equation (20).

In an infiltration problem, where the Dirichlet boundary condition applies, the amplification factor must be less than 1 to be consistent with the physical phenomenon problem. Since a_i^j is the gradient in the downward z -direction, at time j of $PK(\psi)$, after each time step iteration, the downward water transport produce a reduction in the $PK(\psi)$ gradient, therefore a_i^{j+1} will be less than a_i^j , and therefore $G(\beta, i)$ should always be less than one and at equilibrium tend to 1. Values of $G(\beta, i)$ larger than 1 indicates that either the numerical calculations are unstable or divergent.

Comparison between the approximation and the original function

Equation (14) and Equation (15) are the approximating for $K(\psi_i^j)$ and Se_i^j , which original functions are given by Equation (3) and Equation (10), respectively.

The soil parameter α , q , and m , for both the approximation and original function, are taken from the literature (Celia *et al.*, 1990) for which the Mualem-van Genuchten equations were used ($\alpha = 3.35 \text{ m}^{-1}$, $q = 2$ and $m = 0.5$) for $K(Se)$ in Equation (3) as well as in Equation (14). The results are shown in Figure 9 for a simulation of one week. It was observed an excellent correlation between approximated and original values.

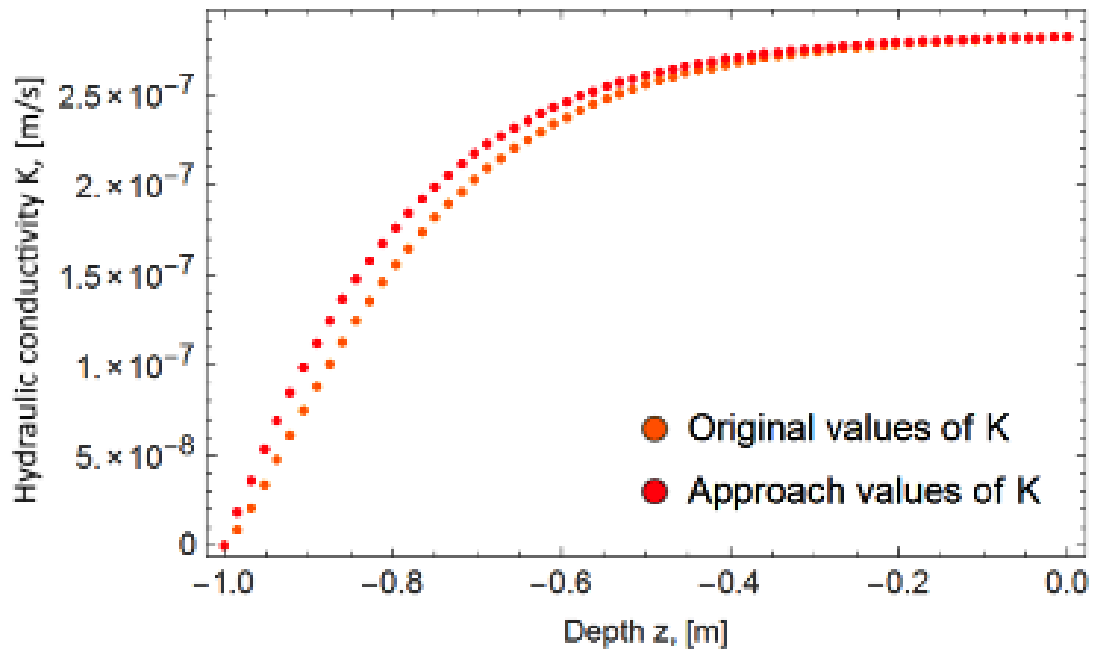


Figure 9. Comparison of the value of hydraulic conductivity versus depth, where actual values are calculated from the constitutive relationship (Equation (3)) and approach values calculated from Equation (14).

On the other hand, for the case of the saturation degree S_e , the results are given by Equation (10) and its approximation given by Equation (15) are shown in Figure 10, also for a simulation time of one week, which was considered enough for wetting the lowest boundary of the domain. It is noted that the correlation is excellent for the upper part of the domain, which is wet, and not good for the lower part of the domain which is drier than the upper nodes.

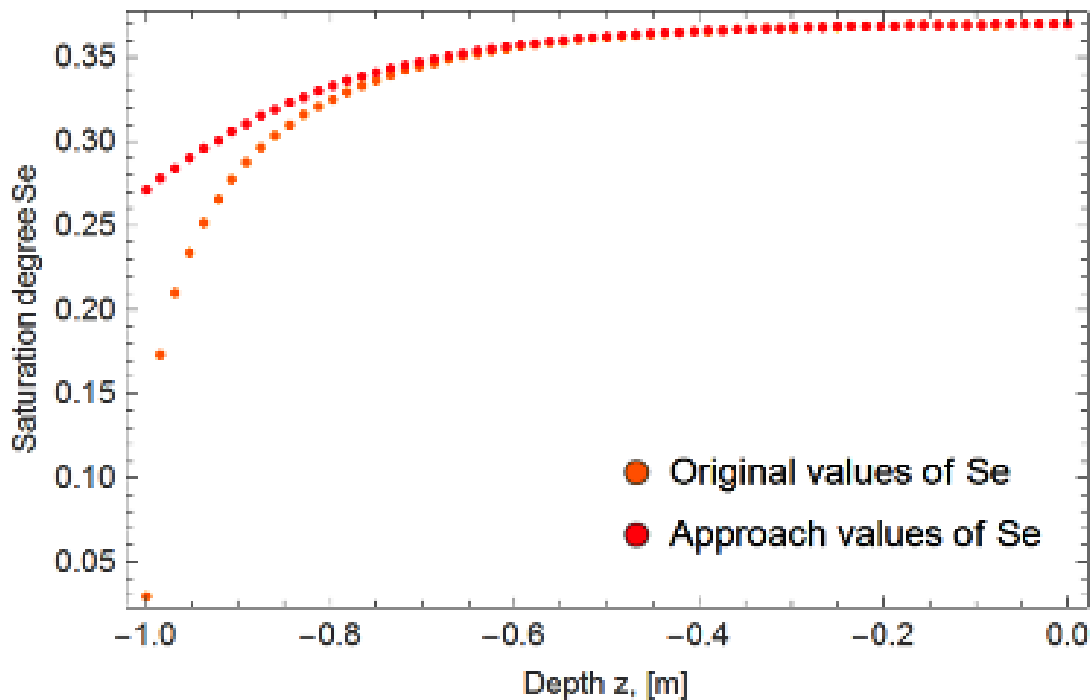


Figure 10. Comparison of the value of Se versus depth, where actual values are calculated from the finite difference scheme (Equation (10)) and approach values are calculated from Equation (15).

It should be noted that the approximation is accurate for the wet region which is the critical region for the stability analysis, and therefore the approximation given by Equation (15) is suitable for stability analysis.

Results

The amplification factor $G(\beta, i)$, as a function of the relation phase (β), for different time steps and a spatial step size of $-1/64$ m is shown in Figure 11a. The example corresponds to an infiltration problem with initial and boundary conditions as shown in Parameters and Validation, which results are obtained using the original set of equations (16), (17), and (20). The number of node i is evaluated in 65 for all cases, due to the amplification factor increases with i , so the critical case was considered.

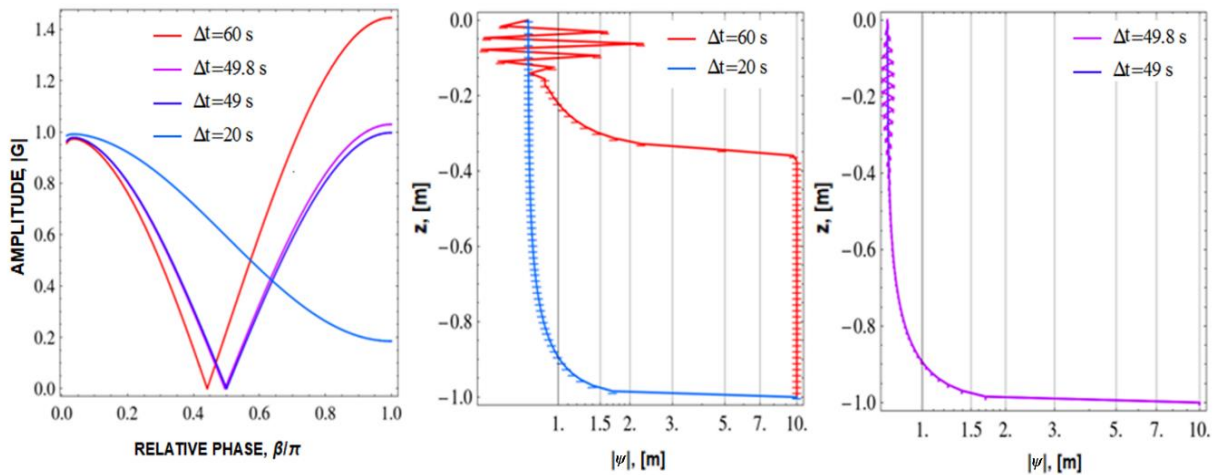


Figure 11. a) Damping factor versus relative phase considering 20, 49, 49.8 and 60 s as time steps; (b) A stable ($\Delta t = 20$ s) and an unstable

($\Delta t = 60$ s) simulations; (c) A stable ($\Delta t = 49$ s) and an unstable ($\Delta t = 49.8$ s) simulation simulations close to the convergence threshold ($G = 1$); $\Delta z = -1/64$ m for all cases. Reproduced from (Pedrozo *et al.*, 2016), with the permission of AIP Publishing.

In Figure 11a, it can be observed that $G(\beta, i)$ remains below 1 for the shorter time step of 20 s and 49 s, and for longer steps of 49.8 s that is, only 0.8 s more, the values of $G(\beta, i)$ on relative phase values equal to 1 are larger than 1 for a few decimals, however, for a step of 60 s the values of $G(\beta, i)$ increases well above 1 for relative phase values larger than 0.7.

The model results obtained for time step 20 s and 60 s clearly show stable and highly unstable behavior, respectively, as can be seen in Figure 11b. Moreover, the instabilities occur for the lower values of the depth z . The transition from stable to unstable behavior was remarkably sharp as shown in Figure 11c, where the profiles obtained for two-time steps of 49 s and 49.8 s show stable and unstable results, respectively, as predicted by the corresponding $G(\beta, i)$ values are shown in Figure 11a.

From the above results, it may be concluded that the linearized Fourier stability analysis accurately predicts the onset of instability in the calculations, which may occur for even short time steps, and that the largest value of $G(\beta, i)$, or the instability, occurs for relative phase values near 1.

In addition, a second data set was used to test the present method to determine if the simulation was stable. The reference problem was the infiltration of water in another sandy soil with the following parameters (Goh, 2017): $\theta_s = 0.41 \text{ m}^3/\text{m}^3$, $\theta_r = 0.065 \text{ m}^3/\text{m}^3$, $\alpha = 7.5 \text{ m}^{-1}$, $K_s = 1.23 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $n = 1.89$. The soil was initially with uniform humidity ($0.15 \text{ m}^3/\text{m}^3$) in the whole domain with a top surface at constant high humidity ($0.4098 \text{ m}^3/\text{m}^3$). The soil depth was 0.5 m, and the spatial step was fixed at -0.001 m.

The results of this simulation are shown in Figure 12. It can be observed that $G(\beta, i)$ remains below one for 4.357 milliseconds, which was the critical time step for the current simulation. When the time step was slightly increased at 4.4 milliseconds, it was observed that $G(\beta, i)$ was higher than one at a relative phase near to one, then it was observed in Figure 12a that the simulation becomes unstable at a simulation time of 1.76 h. On the other hand, when the simulation was performed with a time step of 4.357 milliseconds, the simulation was stable, even at a simulation time of two hours, as Figure 12c shows.

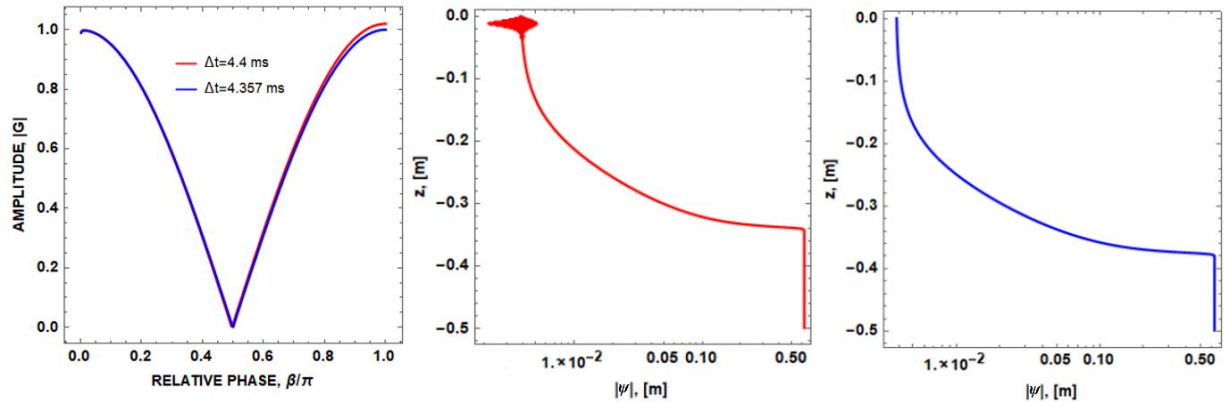


Figure 12. a) Damping factor *versus* relative phase for two-time steps; 4.357 and 4.4 milliseconds; b) simulations were obtained for time steps of: 4.4 milliseconds (unstable); (c) simulations were obtained for a time step close to the convergence limit ($G = 1$) using 4.357 milliseconds (stable). In all cases, the spatial step is -0.001 m.

Sensitivity to the boundary condition

The present infiltration model also shows a high sensitivity to the applied boundary conditions at the top and wet surfaces. The soil reported by Celia (Celia *et al.*, 1990) was taken to the current analysis. Figure 13a shows the amplification factor $G(\beta, i)$ as a function of the relative phase for four different values of ψ_0 at the top surface; -1 m, -0.75 m, -0.74 m,

and -0.5 m. The spatial step and time step used are $-1/64$ m and 49 s respectively, that is, near the instability values for Δt . In Figure 13b, it was observed that instability increases as the top surface was more humid. The model was stable for a dryer condition; instability starts for intermediate values of humidity and becomes highly unstable for the highest humidity surface. The numerical instability might be because the higher the humidity, the faster the diffusion of humidity, and the larger values of gradients associated. The diffusivity was related to the parameter λ which value increases with diffusivity. Therefore λ becomes one of the critical parameters to predict the start of instability.

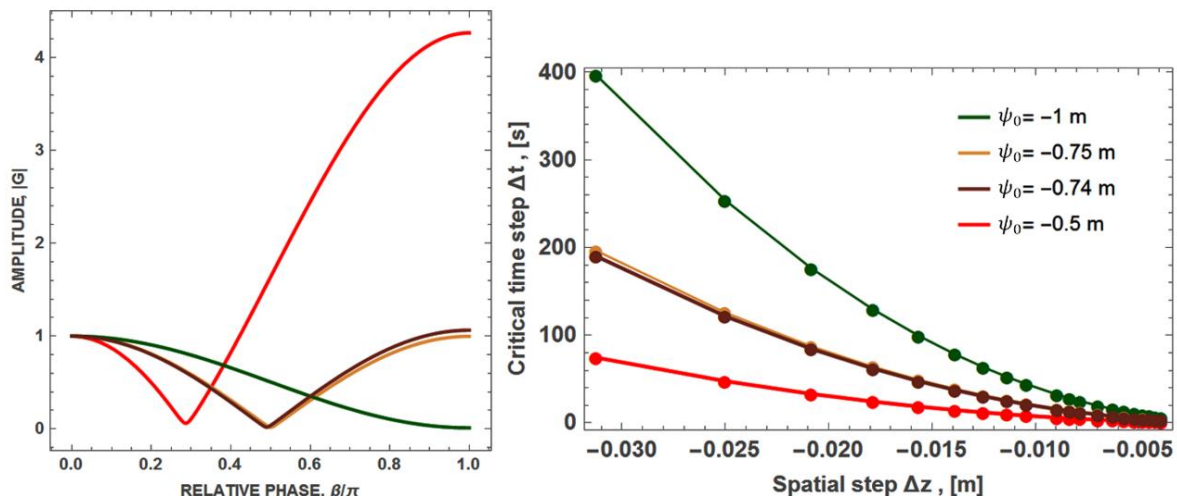


Figure 13. Maximum time step vs. spatial steps for three upper boundary conditions, a high wet ($h = -0.5$ m), a medium wet ($h = -0.75$ m) and a low wet ($h = -1$ m).

On the other hand, the model was insensitive concerning the condition at the lower or dry boundary. This result may be because the hydraulic conductivity and the function $PK(\psi)$ were insensitive for the low matric potentials.

At this point, it was possible with the analysis proposed here, to establish the critical time step as a function of spatial step and boundary condition by using Equation (20). This was done for a spatial step of $-1/64$ m and the same three previous boundary conditions which results are shown in Figure 13b. It was observed that as the humidity increases the model was more sensitive and that in all cases the critical points are near the top or wet surface; also that the relation between critical time step versus spatial is not linear. As a result, problems with high humidity conditions will require shorter time steps and then longer CPU time.

Results of the generalization

In the previous section, the linear stability analysis was applied in two infiltration problems proposed in the literature (Celia *et al.*, 1990) and (Goh, 2017). The objective of the present section is to expand the application of the procedure to infiltration in other soils with different characteristics using the Richards equation; that is different values of the parameters λ and ε defined by Equation (16) and Equation (17), respectively.

Analyzing the Equation (19b), for the amplification factor $G(\beta, i)$, it was observed that it depends on the parameters λ and ε and two variables; the phase angle (β) and the node number (i).

Given the values of λ and ε , the stability condition is that the value of $G(\beta, i)$ must be less than one for the whole interval from 0 to 1 of the phase angle β and all nodes i . Since the maximum value of $G(\beta, i)$ is located at node $i = M$, if its value is less than one, the stability condition was satisfied for all the other nodes.

Before finding the stability regions, it was necessary to perform a sensitivity analysis of $G(\beta, i)$ with respect to the parameters λ , ε , and M . As can be observed in Equation (19b), $G(\beta, i)$ depends on the parameters λ and ε , and the variables are the phase angle (β) and the node number i ; which for this analysis can be fixed on $i = M$. The effect of each parameter was analyzed as follows; in the first place, λ is taken as a variable with fixed values of $\varepsilon = -2$ and $M=100$; in the second place, ε is taken as a variable with fixed values of $\lambda = 0.5$ and $M=100$; and in third place, M is variable and $\lambda = 0.5$ and $\varepsilon = -2$. The three cases are plotted in

Figure 14a, Figure 14b, and Figure 14c, respectively. The coordinate axes are the real and the imaginary components of $G(\beta, i)$, and the region of stability is painted in yellow.

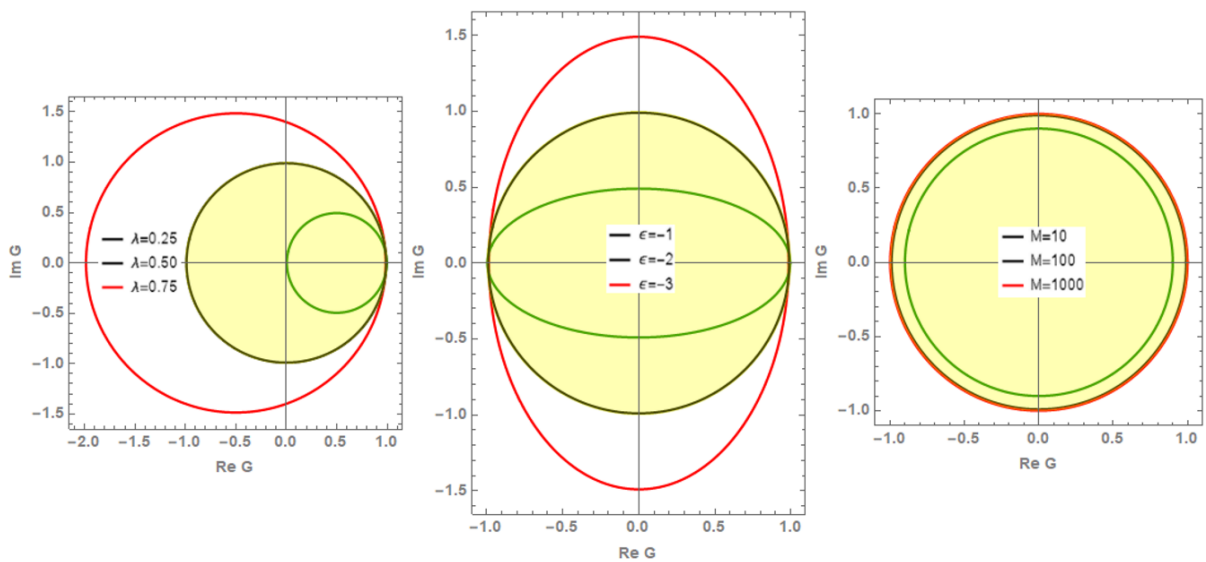


Figure 14. Polar representation of the amplification factor: a) λ is variable; $\varepsilon = -2$; $M=100$; b) $\lambda = 0.5$; ε is variable; $M = 100$; c) $\lambda = 0.5$; $\varepsilon = -2$; M is variable.

In Figure 14a the component for a fixed λ are circumferences whose radius increases with λ , particularly for $\lambda=0.5$, it is noted that the circumference is centered in the origin of the coordinates and this shows that all the points inside the circle have amplification values less than 1. Moreover, the circle corresponding to the circumference of the values with

$\lambda=0.25$ is inside the larger circle, which indicates that the region of stability of the model is given by all the points inside the circle corresponding to a value of $\lambda \leq 0.50$. In addition, for the three cases, the center is in the real axis at a distance of the origin equal to $1-2\lambda$.

In Figure 14b it can be seen that for the three values of ε the geometrical patterns are ellipses with a longer axis in the imaginary component of $G(\beta, i)$ when the $\varepsilon \leq -2$ and in the direction of the real component for $\varepsilon \geq -2$, with a transition at $\varepsilon = -2$ where the figure is a circumference. In all cases, the center is located in origin and for $\varepsilon = -2$ the radius of the circumference is 1, which defines a circle of stability for all internal points and therefore all the values of $\varepsilon \geq -2$ since all ellipses are inside the circle.

Finally, taking M as a variable the geometrical places in all cases are the circumferences centered in the origin and radius that increase with the value of M . However, the increase of the radius decreases exponentially as M increases. In the three cases, the radius of the circle is less than 1, indicating that the method is stable regardless of the value of M .

The sensitivity analysis shows that the main parameters affecting the value of the amplification factor $G(\beta, i)$ are λ and ε and that the effect of M is negligible. The combined effect on the module of the amplification factor of λ and ε , is shown in Figure 15a, for $M = 100$ nodes, where the level curves for three values of the amplification factor are shown; 1, 1.25 and 1.5, indicating the region of stability for $|G| < 1$ in blue and the

contours of transition to unstable region. The region of stability shows two different behaviors, in the first place, for values of $-2 \leq -\varepsilon \leq -0$ the stability does not depend on ε but only on λ such that the method is stable for values $\lambda \leq 0.5$.

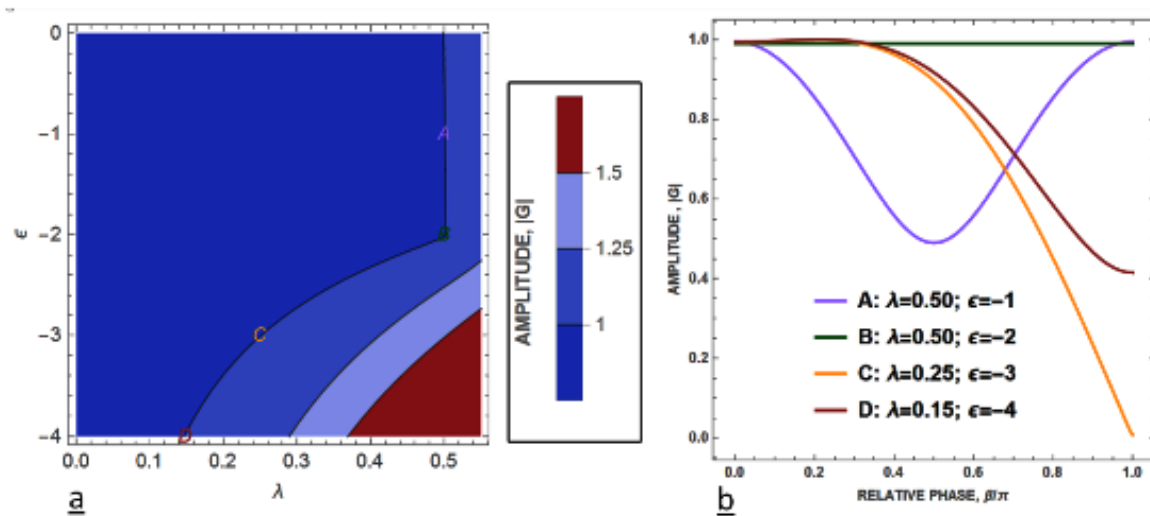


Figure 15. a). Maximum values of amplification factor as a function of parameters λ and ε . b). Module of amplification factor versus relative phase.

For values of $\varepsilon < -2$, the stability depends on both λ and ε (line C). This would be associated with the above sensitivity analysis in which the geometrical places for the real and imaginary components of $G(\beta, i)$ are ellipses in which part of the surface area may stay outside the circle of stability (Figure 14b).

To continue with the analysis, the values of $|G|$ were plotted as a function of the relative phase (β/π) for four points, which is shown in Figure 15a, which are in the limit of stability (maximum $|G|$ is equal to 1); A, B, C and D for four specific values of λ and ε as indicated in Figure 15b. For A with $\lambda=0.5$ and $\varepsilon=-1$, $|G|$ presents two maximum points at $\beta/\pi=0$ and $\beta/\pi=1$, being the latter the global maximum. For point B with $\lambda=0.5$ and $\varepsilon=-2$, $|G|$ has a value of practically 1 and is insensitive to the relative phase. For point C with $\lambda=0.25$ and $\varepsilon=-3$, $|G|$ lightly increases from $\beta/\pi=0$ to a maximum value at $\beta/\pi\sim 0.2$ and then sharply decreases. For point D with $\lambda=0.15$ and $\varepsilon=-4$, the behavior of $|G|$ with β/π is similar as in the case of the point C.

From the above analysis, it is possible to develop the following general conditions for the stability of the method for solving the Richards equation by a finite difference method, which can be seen in the Appendix.

For $-2 \leq \varepsilon \leq 0$, from Equation (19b), when the relative phase tends to 1 independently of the absolute value of M . Under this condition in Equation (19b), the cosine function tends to -1, and the sine function tends to 0. Therefore, the following stability condition was derived:

$$\left| 1 - 4\lambda - \frac{\varepsilon\lambda}{M} \right| \leq 1 \quad (21)$$

Considering that $-2 \leq -\varepsilon \leq 0$, Equation (21) was simplified as:

$$0 \leq \lambda \leq \frac{2}{4 + \frac{\varepsilon}{M}} \quad (22)$$

In the case of negligible values of ε/M that are obtained for low values of ε or large values of M , Equation (22) can be further simplified as follows, and consistently with curve A in Figure 15a :

$$0 \leq \lambda \leq \frac{1}{2} \quad (23)$$

For the region with a transition given by curve C, in Figure 15a, that is values of $\varepsilon \leq -2$ and shown in Figure 15b for point C, it was observed that the maximum occurs for a relative phase of $\beta/\pi \approx 0.2$ rather than $\beta/\pi \approx 1$, which makes difficult the derivation of a specific relation for the lower limit of the convergence or stability region of Figure 15a.

Conclusions

In this work, we proposed an explicit finite difference-based method to solve the Richards equation, which formulation employs both, the degree of saturation and the matric potential. The algorithm profits from the problem structure to reduce the problem size and consequently, the CPU time. The model was validated by using a case study from the literature, resulting in an excellent agreement.

Since explicit methods present inherently a convergence threshold that depends on the simulation parameters, Δt , and Δz , we developed an algebraic linearization that was capable of predicting accurately the stability limits. We applied the Fourier transform analysis to the linearized equations to determine if the simulation was stable. Finally, we expand the stability analysis beyond the case study, performing a sensibility analysis and establishing the stability conditions for a general case.

Appendix A: Derivation of Equation (19b)

From the linear approximation of the model (18), the function a_i^j was approached by using the Fourier series, as it is shown in Equation (A.1),

Equation (A.2), Equation (A.3), and Equation (A.4), where k_m is defined in Equation (A.5):

$$a_i^{j+1} = a_i^j + \frac{\lambda}{i} \left(a_{i+1}^j(i+1) - 2a_i^j i + a_{i-1}^j(i-1) + 0.5\varepsilon \left(a_{i+1}^j(i+1) - a_{i-1}^j(i-1) \right) \right) \quad (18)$$

$$a_i^j = b_m(j) e^{I \cdot k_m \cdot i \cdot \Delta z} \quad (A.1)$$

$$a_i^{j+1} = b_m(j+1) e^{I \cdot k_m \cdot i \cdot \Delta z} \quad (A.2)$$

$$a_{i-1}^j = b_m(j) e^{I \cdot k_m \cdot (i-1) \Delta z} \quad (A.3)$$

$$a_{i+1}^j = b_m(j) e^{I \cdot k_m \cdot (i+1) \Delta z} \quad (A.4)$$

$$k_m = \frac{m \cdot \pi}{M \cdot \Delta z} \quad (A.5)$$

where $m=0, 1, 2 \dots M$.

Introducing Equation (A.1), Equation (A.2), Equation (A.3), and Equation (A.4), in the linear approximation of the model (18), it is possible to write the following expression:

$$b_m(j+1)e^{I \cdot k_m \cdot i \cdot \Delta z} = b_m(j) e^{I \cdot k_m \cdot i \cdot \Delta z} + b_m(j) e^{I \cdot k_m \cdot i \cdot \Delta z} \cdot \frac{\lambda}{i} \cdot \left(-2i + i(e^{I \cdot k_m \cdot \Delta z} + e^{-I \cdot k_m \cdot \Delta z}) + (e^{I \cdot k_m \cdot \Delta z} - e^{-I \cdot k_m \cdot \Delta z}) + 0.5 \varepsilon \left(i(e^{I \cdot k_m \cdot \Delta z} - e^{-I \cdot k_m \cdot \Delta z}) + (e^{I \cdot k_m \cdot \Delta z} + e^{-I \cdot k_m \cdot \Delta z}) \right) \right) \quad (\text{A.6})$$

Now applying the above Equation (A.6) on the definition of $G(\beta, i)$ given by the Equation (19a), applying the Euler identity, it was obtained the following expression:

$$G(\beta, i) = 1 + \frac{\lambda}{i} \left(-2i + i(2\cos(k_m \Delta z)) + (2I\sin(k_m \Delta z)) + 0.5\varepsilon \left(i(2I\sin(k_m \Delta z)) + (2\cos(k_m \Delta z)) \right) \right) \quad (\text{A.7})$$

Doing the necessary simplifications and algebraic operations and considering that $k_m \Delta z = \beta$, it was obtained the expression (19b), shown below:

$$G(\beta, i) = 1 + \lambda \left(-2 + \left(2 + \frac{\varepsilon}{i} \right) \cos(\beta) \right) + \lambda \left(\frac{2}{i} + \varepsilon \right) I \sin(\beta) \quad (19b)$$

Appendix B: The condition of stability for $-2 \leq -\varepsilon \leq -0$

Performing analysis for the extreme critical case (relative phase is one), giving by the Equation (21), the Equation (B.1) and Equation (B.2) are written and analyzed below:

$$\text{If } \frac{\beta}{\pi} = 1 \text{ and } G(\beta, i) \leq 1 \quad \left| 1 - 4\lambda - \frac{\varepsilon \cdot \lambda}{M} \right| \leq 1 \quad (21)$$

$$1 - 4\lambda - \frac{\varepsilon \cdot \lambda}{M} \leq 1 \quad (B.1)$$

$$1 - 4\lambda - \frac{\varepsilon \cdot \lambda}{M} \geq -1 \quad (B.2)$$

Rearranging Equation (B.1), was obtained Equation (B.3), which could be simplified as Equation (B.4):

$$\frac{-\varepsilon \cdot \lambda}{M} \leq 4\lambda \quad (\text{B.3})$$

$$\varepsilon \geq -4M \quad (\text{B.4})$$

On the other hand, Equation (B.2), follows Equation (B.5):

$$\lambda \left(-4 - \frac{\varepsilon}{M} \right) \geq -2 \quad (\text{B.5})$$

Equation (B.4) implies that the left member of (B.5) must be negative since λ is a positive parameter (see Equation (16)); thus it follows the convergence condition (23):

$$\lambda \leq \frac{2}{4 + \frac{\varepsilon}{M}} \quad (22)$$

Then, Equation (22) together with equation (B.4) are mathematically sufficient conditions to satisfy Equation (21).

On the other hand, Equation (22) depends on M (maximum number of nodes) and ε , and it was more restrictive in deeper nodes due to the fact that ε is a negative parameter (see Equation (17)). However, a clear trend is presented in (22), when the number of nodes increases, and it tends to infinity, in that case, could be obtained Equation (23).

$$\lambda \leq \frac{1}{2} \quad (23)$$

References

- Baker, D. L. (2000). A Darcian integral approximation to interblock hydraulic conductivity means in vertical infiltration. *Computers and Geosciences*, 26(5), 581-590. Recovered from [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(99\)00129-6](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(99)00129-6)
- Berardi, M., Difonzo, F., Vurro, M., & Lopez, L. (2018). The 1D Richards' equation in two layered soils: A Filippov approach to treat discontinuities. *Advances in Water Resources*, 115, 264-272. Recovered from <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.09.027>
- Berardi, M., & Vurro, M. (2016). The numerical solution of Richards' equation by means of method of lines and ensemble Kalman filter. *Mathematics and Computers in Simulation*, 125, 38-47. Recovered from <https://doi.org/10.1016/j.matcom.2015.08.019>

- Canelón, D., & Darío, J. (2003). Análisis de estabilidad numérica del esquema implícito de los cuatro puntos basado en diferencias finitas. *Geoenseñanza*, 8(2), 105-113. Recovered from <https://www.redalyc.org/html/360/36080209/>
- Caviedes-Voullième, D., Garcá, P., & Murillo, J. (2013). Verification, conservation, stability and efficiency of a finite volume method for the 1D Richards equation. *Journal of Hydrology*, 480, 69-84. Recovered from <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.008>
- Celia, M. A., Bouloutas, E. T., & Zarba, R. L. (1990). A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resources Research*, 26(7), 1483-1496. Recovered from <https://doi.org/10.1029/WR026i007p01483>
- Goh, E. G. (2017). Philip's Semi-Analytical Solution on Water Infiltration into Unsaturated Soil based on Van Genuchten Equation. In: *Proceedings of the 12th International Conference on Latest Trends in Engineering and Technology (ICLTET'2017)*, the 7th International Conference on Agricultural, Chemical, Biological and Environmental Sciences (ACBES'2017), Kuala Lumpur, Malaysia.
- Gyrya, V., Lipnikov, K., Manzini, G., & Svyatskiy, D. (2014). M-Adaptation in the mimetic finite difference method. *Mathematical Models and Methods in Applied Sciences*, 24(08), 1621-1663. Recovered from <https://doi.org/10.1142/S0218202514400053>

- Hillel, D. (1998). *Environmental soil physics: Fundamentals, applications, and environmental considerations*. San Diego, USA: Elsevier.
- Hills, R. G., Porro, I., Hudson, D. B., & Wierenga, P. J. (1989). Modeling one-dimensional infiltration into very dry soils: 1. Model development and evaluation. *Water Resources Research*, 25(6), 1259-1269. Recovered from <https://doi.org/10.1029/WR025i006p01259>
- Hirsch, C. (2007). *Numerical computation of internal and external flows: The fundamentals of computational fluid dynamics*. Oxford, UK: Butterworth-Heinemann.
- Jeltsch, R., & Nevanlinna, O. (1981). Stability of explicit time discretizations for solving initial value problems. *Numerische Mathematik*, 37(1), 61-91. Recovered from <https://doi.org/10.1007/BF01396187>
- Lipnikov, K., Moulton, D., & Svyatskiy, D. (2016). New preconditioning strategy for Jacobian-free solvers for variably saturated flows with Richards' equation. *Advances in Water Resources*, 94, 11-22. Recovered from <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2016.04.016>
- Miller, C. T., Dawson, C. N., Farthing, M. W., Hou, T. Y., Huang, J., Kees, C. E., ..., & Langtangen, H. P. (2013). Numerical simulation of water resources problems: Models, methods, and trends. *Advances in Water Resources*, 51, 405-437. Recovered from <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.008>

- Miranda, J. H., Duarte, S. N., Libardi, P. L., & Folegatti, M. V. (2005). Simulación do deslocamento de potássio em colunas verticais de solo não-saturado. *Engenharia Agrícola*, 25(3), 677-685. Recovered from <https://doi.org/10.1590/S0100-69162005000300013>
- Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12(3), 513-522. Recovered from <https://doi.org/10.1029/WR012i003p00513>
- Pedrozo, H. A., Rosenberger, M. R., & Schvezov, C. E. (2016). Stability analysis of the solution of the one-dimensional Richards equation by the finite difference method. In: *AIP Conference Proceedings* (vol. 1738). Recovered from <https://doi.org/10.1063/1.4952244>
- Pedrozo, H. A., Rosenberger, M. R., & Schvezov, C. E. (2015). Comparación entre modelos en diferencias finitas aplicados a la infiltración en suelos. *Revista de Ciencia y Tecnología*, (23), 36-44. Recovered from http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1851-75872015000100006
- Pletcher, R. H., Tannehill, J. C., & Anderson, D. (2012). *Computational fluid mechanics and heat transfer*. Florida, USA: CRC Press.
- Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Journal of Applied Physics*, 1(5), 318-333. Recovered from <https://doi.org/10.1063/1.1745010>

- Romano, N., Brunone, B., & Santini, A. (1998). Numerical analysis of one-dimensional unsaturated flow in layered soils. *Advances in Water Resources*, 21(4), 315-324. Recovered from [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(96\)00059-0](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(96)00059-0)
- Saucedo, H., Zavala, M., & Fuentes, C. (2015). Diseño de riego por melgas empleando las ecuaciones de Saint-Venant, y Green y Ampt. *Tecnología y ciencias del agua*, 6(5), 103-112. Recovered from http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2007-24222015000500008
- Schlüter, S., Vanderborght, J., & Vogel, H. J. (2012). Hydraulic non-equilibrium during infiltration induced by structural connectivity. *Advances in Water Resources*, 44, 101-112. Recovered from <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.002>
- Solin, P., & Kuraz, M. (2011). Solving the nonstationary Richards equation with adaptive hp-FEM. *Advances in Water Resources*, 34(9), 1062-1081. Recovered from <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2011.04.020>
- Szymkiewicz, A., & Helmig, R. (2011). Comparison of conductivity averaging methods for one-dimensional unsaturated flow in layered soils. *Advances in Water Resources*, 34(8), 1012-1025. Recovered from <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2011.05.011>
- van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of*

America Journal, 44(5), 892. Recovered from
<https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>

Warrick, A. W. (1991). Numerical approximations of Darcian flow through unsaturated soil. *Water Resources Research*, 27(6), 1215-1222. Recovered from <https://doi.org/10.1029/91WR00093>

Wendland, E., & Pizarro, M. de L. P. (2010). Modelagem computacional do fluxo unidimensional de água em meio não saturado do solo. *Engenharia Agrícola*, 30(3), 424-434. Recovered from <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1590/S0100-69162010000300007>

Yuste, S. B., & Acedo, L. (2005). An explicit finite difference method and a new von Neumann-type stability analysis for fractional diffusion equations. *SIAM Journal on Numerical Analysis*, 42(5), 1862-1874. Recovered from <https://doi.org/10.1137/030602666>

DOI: 10.24850/j-tyca-2022-02-10

Notes

Water stable isotopes ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) in the Yucatán Peninsula, Mexico

Isótopos estables del agua ($\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$) en la península de Yucatán, México

Eduardo Cejudo¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-5779-517X>

Gilberto Acosta-González², ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-8683-7156>

Rosa María Leal-Bautista³, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-7242-4836>

Héctor Estrada-Medina⁴, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1081-5655>

¹Conacyt-Centro de Investigación Científica de Yucatán A.C., Water Sciences Unit, Cancún, Quintana Roo, Mexico, eduardo.cejudo@cicy.mx

²Conacyt-Centro de Investigación Científica de Yucatán A.C., Water Sciences Unit, Cancún, Quintana Roo, México, gilberto.acosta@cicy.mx

³Centro de Investigación Científica de Yucatán A.C., Water Sciences Unit, Cancún, Quintana Roo, Mexico, rreal@cicy.mx

⁴Universidad Autónoma de Yucatán, Department of Tropical Natural Resources Management and Conservation, Mérida, Yucatán, Mexico, hector.estrada@correo.uady.mx

Corresponding author: Eduardo Cejudo, eduardo.cejudo@cicy.mx

Abstract

The hydrogen and oxygen isotopic composition of water is a very important tool to estimate water balance, groundwater recharge, and evaporation. Stable water isotopes integrated with hydrogeological and dating tools have been used to increase our understanding of the

distribution and amounts of renewable and non-renewable groundwater. Isotopic data from precipitation and groundwater are widely available in Mexico, though there is little information on the Yucatan Peninsula, an area heavily relying on groundwater for which current estimates of groundwater availability are uncertain. In this paper, we compiled published and unpublished $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data on precipitation as well as ground- and soil waters to obtain a regional meteoric water line (RMWL) at the Peninsula level, expressed by the equation $\delta^2\text{H} = 8.18 \delta^{18}\text{O} + 10.29$. The current data set suggests that precipitation originates in convective systems, low-pressure events, frontal events, and re-cycled moisture. The evaporation lines from groundwater isotope data suggest a mix of water with different isotopic compositions, but also provide clues to recent rapid recharge from precipitation, likely from rain events of great intensity. We present a groundwater isoscape of the Yucatan Peninsula and finally address the potential use of isotope data for groundwater management.

Keywords: Meteoric water, groundwater, isotopes, isoscape.

Resumen

La composición isotópica del agua (hidrógeno y oxígeno) es una herramienta muy útil para estimar balances hídricos, recarga de agua subterránea y evaporación. Los isótopos estables del agua en conjunto con herramientas hidrogeológicas y de datación, se han utilizado para aumentar nuestro conocimiento de la distribución y la cantidad de agua subterránea renovable y no renovable. La composición isotópica de la precipitación y el agua subterránea están disponibles en algunas partes de México, aunque hay poca información de la Península de Yucatán, un área que depende casi por completo del agua subterránea; para la cual, la estimación actual de disponibilidad de agua subterránea es incierta. En esta nota, recopilamos los datos publicados y no publicados de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en el agua meteórica (la precipitación), así como aguas subterráneas y del suelo, para obtener una línea de agua meteórica regional (LAMR) a escala peninsular, expresada por la ecuación $\delta^2\text{H} = 8.18 \delta^{18}\text{O} + 10.29$. Los datos que se tienen actualmente sugieren que la precipitación pluvial se origina en sistemas de convección, eventos de baja presión, de humedad de eventos frontales y humedad condensada. Las líneas de evaporación del agua subterránea sugieren mezcla de agua con diferente composición isotópica, pero también proporcionan información sobre rápida recarga del agua meteórica,

probablemente debido a eventos de lluvia de gran intensidad. Presentamos un paisaje isotópico de aguas subterráneas de la Península de Yucatán y finalmente abordamos el potencial uso de datos isotópicos para el manejo de las aguas subterráneas.

Palabras clave: agua meteórica, agua subterránea, isótopos, paisaje isotópico.

Received: 06/07/2020

Accepted: 01/04/2021

Introduction

Environmental (or stable) isotopic ratios of water, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ (or δD , standard notation for deuterium) have been used to identify the

origin of groundwater, water balances, geochemical reactions, soil-water-plant-atmosphere interactions (Clark & Fritz, 1997; Gat, 2010). One of the tools most recurrently used for estimating water budgets and groundwater recharge is the isotopic composition (both, stable and tritium) of meteoric water, *i.e.*, water from precipitation. The most common representation of the isotopic composition of meteoric water and related water vapor is a dual-isotope plot ($\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^2\text{H}$) that reveals the Global Meteoric Water Line (GMWL). Derived from the plot, the *d-excess* coefficient helps to identify the most probable conditions at which vapor is formed; thus, deviations from the GMWL are controlled by evaporation or condensation at different temperatures (Mook, 2002), non-equilibrium evaporation (Clark & Aravena, 2005), or re-evaporated precipitation (Peng *et al.*, 2010). At different scales, Regional Meteoric Water Line (RMWL) or Local Meteoric Water Lines (LMWL) are particularly useful to define the range of input parameters (e.g., precipitation) and to estimate infiltration and recharge.

Isotopes are essential to building an improved understanding of the spatial distribution and amounts of non-renewable or fossil groundwater (Kendall & Doctor, 2003). At present, there is a significant amount of isotope data from aquifers worldwide, which has aided in

developing continental-scale assessments of water resources (Aggarwal, Froehlich, Gonfiantini, & Gat, 2005). In Mexico, studies of precipitation and groundwater isotopes have been carried out in the central area of the country (Cortes & Farvolden, 1989; Cortés, Durazo, & Farvolden, 1997; Edmunds, Carrillo-Rivera, & Cardona, 2002; Peñuela-Arévalo & Carrillo-Rivera, 2013). However, there is little information regarding the isotopic composition of water in the Yucatan Peninsula (YP). Most of the isotopic data has been obtained from sinkholes, locally known as cenotes and representing the free aquifer exposed to the surface (Socki, Perry, & Romanek, 2002; Wassenaar, Van-Wilgenburg, Larson, & Hobson, 2009; Haukebo, 2014; Lasas-Fernandez, Medina-Elizalde, Burns, & DeCesare, 2019); lakes (Curtis, Hodell, & Brenner, 1996; Pérez *et al.*, 2011; Hodell *et al.*, 2012), and coastal lagoons. Some studies have used isotopic data to assess groundwater recharge and residence time (Marín *et al.*, 1990; Perry, Vazquez-Oliman, & Socki, 2003). Wassenaar *et al.* (2009) generated nationwide groundwater isoscapes. An isoscape, *i.e.*, an isotopic landscape, is a representation of the spatial-temporal distribution of isotopes in any environmental compartment (Bowen, 2010). Recently, the isotopic composition of rainwater and a local meteoric water line

has been obtained for the northern area of Quintana Roo (Lases-Fernández *et al.*, 2019). However, further sampling is required to improve water budgets in regions where groundwater is the primary source and whose water balance has neither been verified nor calibrated. Regarding sap isotopic data (mostly water transpired by trees), there are few studies presenting soil water as a possible source of the water transpired by plants (Hasselquist, Allen, & Santiago, 2010; Estrada-Medina, Santiago, Graham, Allen, & Jiménez-Osornio, 2013). However, there is no evidence of tree roots tapping the aquifer, a situation previously observed in groundwater-dependent ecosystems with an identified dry season (Barbeta & Peñuelas, 2017).

Objectives

Our objective is to contribute to the state of the art of meteoric water isotopes that will assist hydrogeological, ecohydrological,

paleoclimatic, physiological, or other sorts of research, not only in Mexico but also in the Great Caribbean and other locations with similar geographic and climatic conditions. In this paper, we compile available published information, together with unpublished data on stable isotopes of water (^2H and ^{18}O) from four hydrosphere reservoirs (precipitation, groundwater, lakes, and coastal lagoons) of potential use in water and environmental management. A preliminary interpretation of this information is attempted to provide a baseline and infrastructure for further research: a Peninsular Meteoric Water Line (YPMWL) and evaporation lines for groundwater are elaborated. Finally, we aim at opening a discussion on the potential uses of stable isotope information in groundwater management.

Methods

Isotopic data on the Yucatan Peninsula

We data-mined published papers, dissertations, proceedings, databases, websites, and unpublished data on oxygen and hydrogen isotopes of water ($\delta^{2}\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) in the three Mexican States comprised in the YP: Campeche, Quintana Roo, and Yucatan (Figure 1). Data mining was conducted using the search engines Google Scholar, Scopus, Internet Archive, Web of Science, Scielo, Redalyc, and the “Virtual Library and Catalogue” at www.cicy.mx/biblioteca/biblioteca-virtual using the search terms *Isotopes*, *Water* (as well as their Spanish

language equivalents, namely: *Isótopos, Agua*), *Campeche, Quintana Roo* and *Yucatan*. Boolean operators (AND, OR) were used to connect keywords appropriately. A total of 17 publications were identified with quality data on the required characteristics. We acknowledge that there might be uncertainty in the data because they are coming from different laboratories. The oldest available data (Covich & Stuiver, 1974) does not report analytical precision, whereas most of the other sources include precision or estimated error. We focused on water isotopes only and did not include data on sediments, shells, or other compartments. All data were organized following the template of the Global Network for Isotopes in Precipitation, GNIP. We included all the available information: location (state), geographic coordinates (decimal degree), author or authors, type of water reported (precipitation, groundwater, seawater, and surface water: lake), date (month-year) $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, *d*-excess, altitude (meters above sea level), aquifer, historical annual precipitation (in mm), soil type, hydrogeological sub-region, geology (type and class) and analysis providers (*Supplementary Material 1*). Due to the characteristics of the aquifers systems in the YP, hereby groundwater is considered as the expression of the free aquifer, either exposed to the atmosphere (open

sinkholes) or not exposed to the atmosphere, such as water wells, covered sinkholes, inundated caverns or dissolution channels, among the most important. Likewise, the lakes included in this paper are also the expression of the free aquifer open to the land surface due to karstification processes. Unfortunately, most of the data compiled for groundwater did not include information about sampling depth.

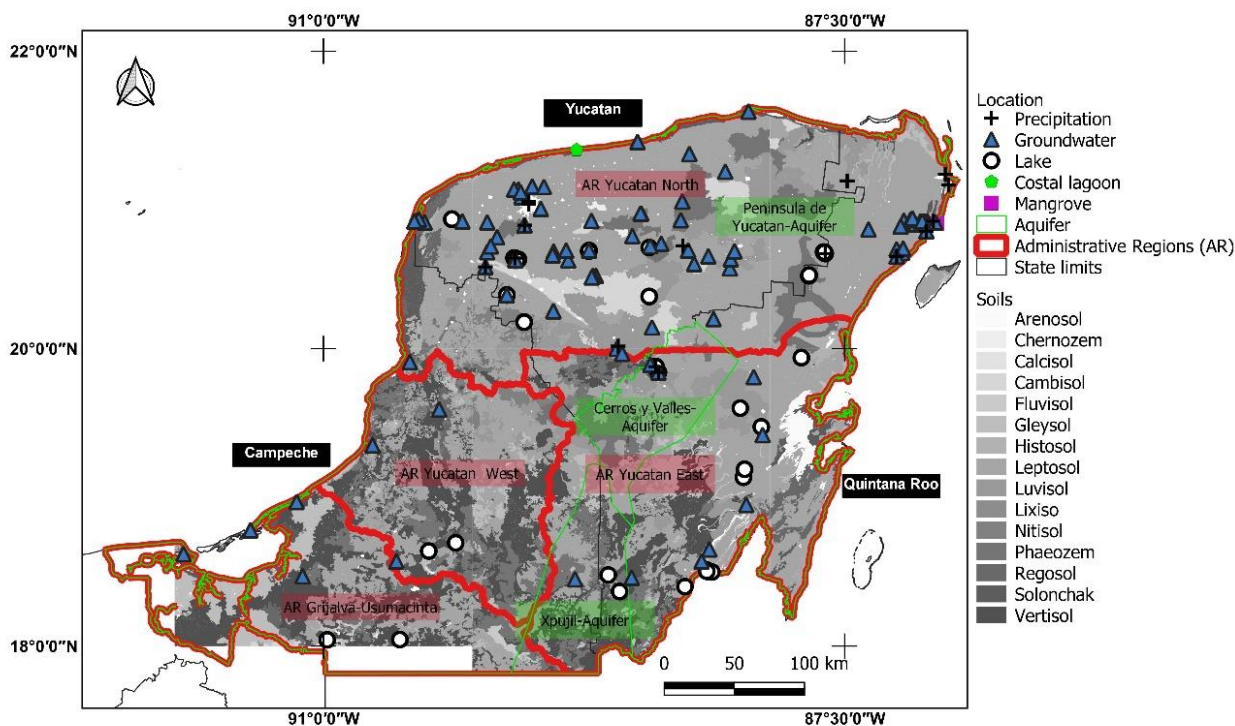


Figure 1. Locations in the Yucatan Peninsula with isotopic data ($\delta^{2}\text{H}$ and/or $\delta^{18}\text{O}$) on precipitation, **groundwater**, and surface water: lakes and coastal lagoons. State boundaries, hydrological administrative regions (AR), aquifers, and soils are also shown.

Isotopic data from precipitation waters were used to create the YPMWL with data from locations in the YP (north of latitude 20° N). Data on groundwater, seawater, coastal lagoons, and lakes were included in the RMWL for comparison purposes. We provide three evaporation lines for groundwater ($\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^2\text{H}$), considering the political division by states (*Supplementary Material 2*). For cases in which only $\delta^{18}\text{O}$ was reported, we used linear interpolation from evaporation lines per state to obtain the “theoretical” $\delta^2\text{H}$ data (representing 7 % of the $\delta^2\text{H}$ data). In spite of the limitations, this approach has been previously used when direct measurements are not possible (Gibson, Prepas, & McEachern, 2002).

The dominant climates in the YP are warm, dry climate with annual mean temperatures from 24 to 28 °C and wide variations in total annual precipitation (from 400 to 2 000 mm; INEGI, 2018). The Yucatan Peninsula has three seasons: a) winter cold season (*nortes*) with rain from frontal events (transition zone between two air masses) from September to January, with a short period of storms and northerly winds; b) dry season from the end of February until the end of May, with occasional rains derived from moist convection (vertical transport of moisture in the atmosphere); and c) summer rainy season, from

June to early October with rain largely originating in low-pressure systems (tropical cyclones) (Carrillo, Palacios-Hernández, Ramírez, & Morales-Vela, 2009; De-la-Barreda, Metcalfe, & Boyd, 2020).

Geographic Information System

The data were processed, and maps were produced using free software QGIS 3.8. For the isoscape map, contour lines of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ were obtained by interpolating the data collected for this study. We did not use data deeper than 30 m below ground level (Socki *et al.*, 2002); thereby, the isoscape represents the phreatic level as surface exposure of groundwater in lakes and sinkholes, and depth at screened wells. The Inverse Distance Weighted (IDW) method was applied to the database to obtain an interpolation, subsequently, the contour lines were generated, isolines were given a basic smoothing technique

(Smoothing Via Iterative Averaging, SIA) (Mansouryar & Hedayati, 2012). Equidistant intervals were used at the standard precision of the analytical techniques, usually ± 2.0 ‰ for $\delta^2\text{H}$ and $\pm 0,2$ ‰ for $\delta^{18}\text{O}$.

Results and discussion

The data in this paper account for precipitation ($n = 130$), groundwater ($n = 213$), and lakes and coastal lagoons ($n = 128$); lakes distinguished from groundwater as waterbodies representing the phreatic level but exposed to intense evaporation. One of the main observations is that the geographic distribution of the data is not spatially homogeneous; 51 % of the data corresponds to the state of Quintana Roo and 46 % to the state of Yucatan; the state of Campeche has had little sampling effort so far (Figure 1). The focus of research on water isotopes has been mainly on groundwater (44 %), whereas precipitation (27 %) and

lakes (27 %) have been less sampled and analyzed. Table 1 summarises the main characteristics of the isotopic data compiled (*n*, locations, references, dates of sampling, water types, aquifers, administrative regions, altitude, and $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ providers).

Table 1. Summary of the main characteristics of the isotopic data compiled in the Yucatan Peninsula, Mexico.

Category	Descriptor
States	3 ^a
Data points (locations)	170 ^a
Data sources (references)	17
Range of dates	Aug 1973 – Aug 2018
Aquifers	3 ^a
Administrative regions	4 ^a
Altitude (m.a.s.l.)	0 – 210
Isotopic composition of water (‰) ^b	

Precipitation $\delta^{18}\text{O}$ ($n = 128$)	-2.74 (-9.7, 0.83)
Precipitation $\delta^2\text{H}$ ($n = 124$)	-11.36 (-67, 17.33)
Groundwater $\delta^{18}\text{O}$ ($n = 213$)	-3.19 (-8.82, 6.81)
Groundwater $\delta^2\text{H}$ ($n = 199$)	-18.66 (-58.52, 28.17)
Seawater $\delta^{18}\text{O}$ ($n = 7$)	0.77 (-0.3, 1.3)
Seawater $\delta^2\text{H}$ ($n = 7$)	7.56 (-4.1, 14.0)
Coastal lagoon $\delta^{18}\text{O}$ ($n = 2$)	2.1 (1, 3.2)
Coastal lagoon $\delta^2\text{H}$ ($n = 2$)	5.39 (-0.29, 11.07)
Lake $\delta^{18}\text{O}$ ($n = 126$)	1.8 (-5.4, 5.82)
Lake $\delta^2\text{H}$ ($n = 110$) ^c	4.69 (-39, 23.21)
Mangrove $\delta^{18}\text{O}$ ($n = 1$)	6.1
Mangrove $\delta^2\text{H}$ ($n = 1$)	29.2
$\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ analysis providers	11 ^d

^aSee Figure 1.

^bIsotopic data are in per mil (‰) mean, minimum and maximum.

^cMissing $\delta^2\text{H}$ data interpolated from evaporation lines. See *Supplementary Material 2*.

^dARES Division, Johnson Space Center; Atomic Energy Commission Contract AT (30-1)3204; Auburn, Alabama (ANIMAL); Department of Geological Sciences, University of Florida; Geoscience Mass-Amherst; Instituto Mexicano de Tecnología del Agua; National Geophysical Data Center, Boulder – Colorado; Stable Isotope Facility of the University of California at Davis; Stable Isotope Laboratory Environment Canada; Texas A&M Galveston; Yale University.

The uneven distribution of sampling efforts is due to two particular situations. First, the isotopic data compiled in this paper were collected for a variety of scientific purposes, whose endeavors have focused on geochemical and paleoclimate studies, which use sediments; this way, the lake water was collected in single sampling events. Second, groundwater volume extraction is different among the three states due to different population and economical activities. Sampling efforts have been focused on regions where a drop in the water table is probable and water quality needs to be frequently measured. The state of Yucatan accounts for 46 % of the extracted

volume, whereas Campeche and Quintana Roo extract around 28 % and 26 %, respectively (Rios-Ponce, Acosta-Gonzalez, & Cejudo, 2020). Groundwater sampling in Campeche has not been as intensive as in other regions.

Peninsular Meteoric Water Line

The available isotopic data on precipitation ($n = 130$) allowed us to create a Peninsular meteoric line YPMWL (Figure 2), Equation (1) ($r^2 = 0.9413$):

$$\delta^2 H = 8.18 \delta^{18} O + 10.29 \quad (1)$$

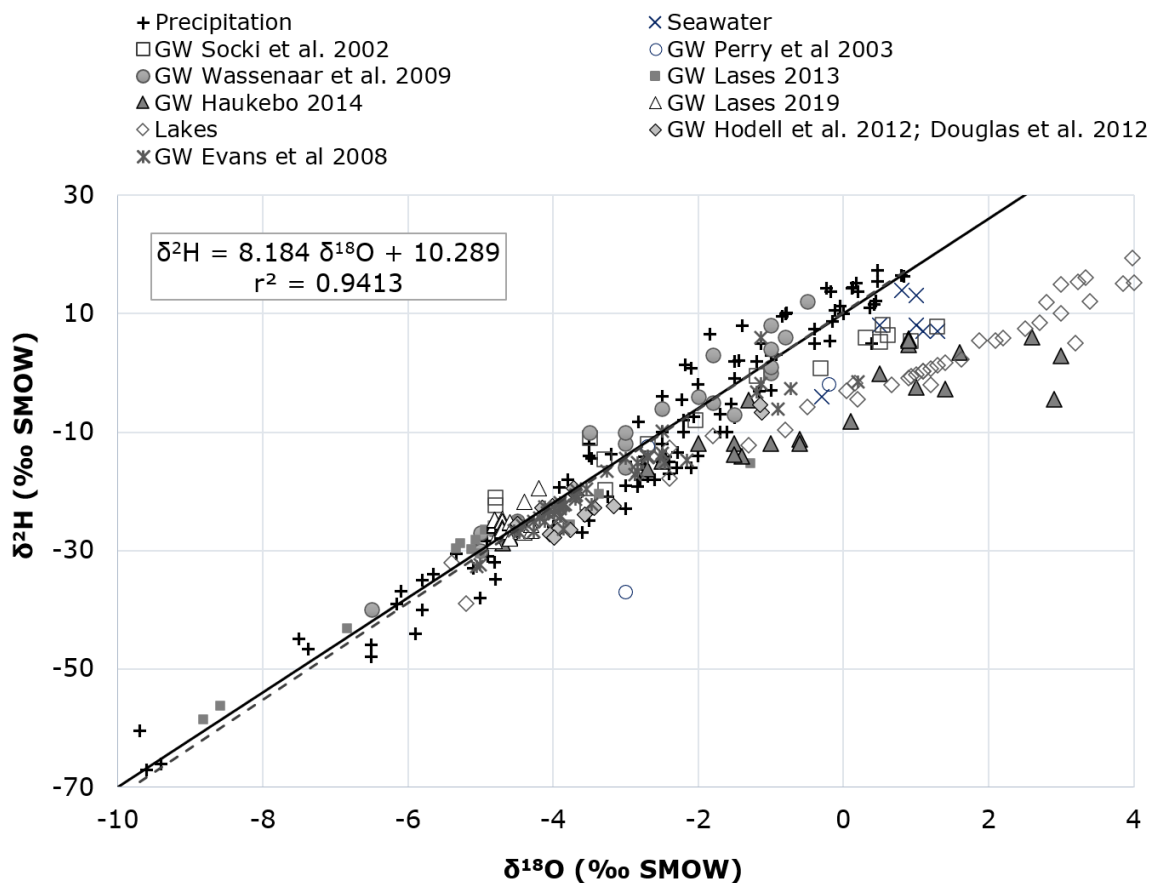


Figure 2. Peninsular meteoric water line (dashed line). A solid black line represents the GMWL. Seawater, lakes, and groundwater isotopic

composition in the Yucatan Peninsula. Data are available in
Supplementary Material 1.

Our YPMWL compares very well with the local meteoric water line for the northeast coast of Quintana Roo ($20^{\circ} 35.2'$, $-87^{\circ} 8.04'$) determined by Lases-Fernandez *et al.* (2019) ($\delta^2\text{H} = 8.17 \delta^{18}\text{O} + 11.698$) with no difference in the slopes ($t = -0.34$, $p = 0.37$). Although both match well, we propose to use Equation (1) as the YPMWL given that it includes sampling points from other longitudes. We stress the regional demarcation because the majority of the data compiled in this paper represents locations northern than latitude 20°N . There are very few data points representing the central-south area of the territory (see Figure 1).

The $\delta^{18}\text{O}$ distribution of the data (from 0.83 to -9.7 ‰) represents seasonal variability and meteorological conditions in which the precipitation formed. Lower $\delta^{18}\text{O}$ values (and lower $\delta^2\text{H}$ values) correspond to the largest rainouts of the air mass, observed as depletion of the heavier isotope (^{18}O) (and ^2H) in rain in both summer and winter (Rozanski, Araguás-Araguás, & Gonfiantini, 1993) Tropical

storms also deliver rain that is ^{18}O depleted in comparison with regular precipitation (Lawrence & Gedzelman, 1996; Perry *et al.*, 2003).

It is assumed that data with d -excess close to the global average (10 ‰, Figure 3) represent evaporation from the average source (*i.e.*, oceanic water) at 25 °C of seawater temperature and relative humidity of 80 % (Dansgaard, 1964; Merlivat & Jouzel, 1979) d -excess lower than 10 ‰ could be from convective systems, low-pressure precipitation events, evaporation below the cloud effects, or mixing with seawater in coastal areas affected by the marine intrusion (Guan, Zhang, Skrzypek, Sun, & Xu, 2013); whereas d -excess higher than 10 ‰ might represent precipitation from air that has undergone more than one condensation, moisture from frontal events (Clark & Fritz, 1997; Guan *et al.*, 2013), or recycled moisture (Wassenaar *et al.*, 2009).

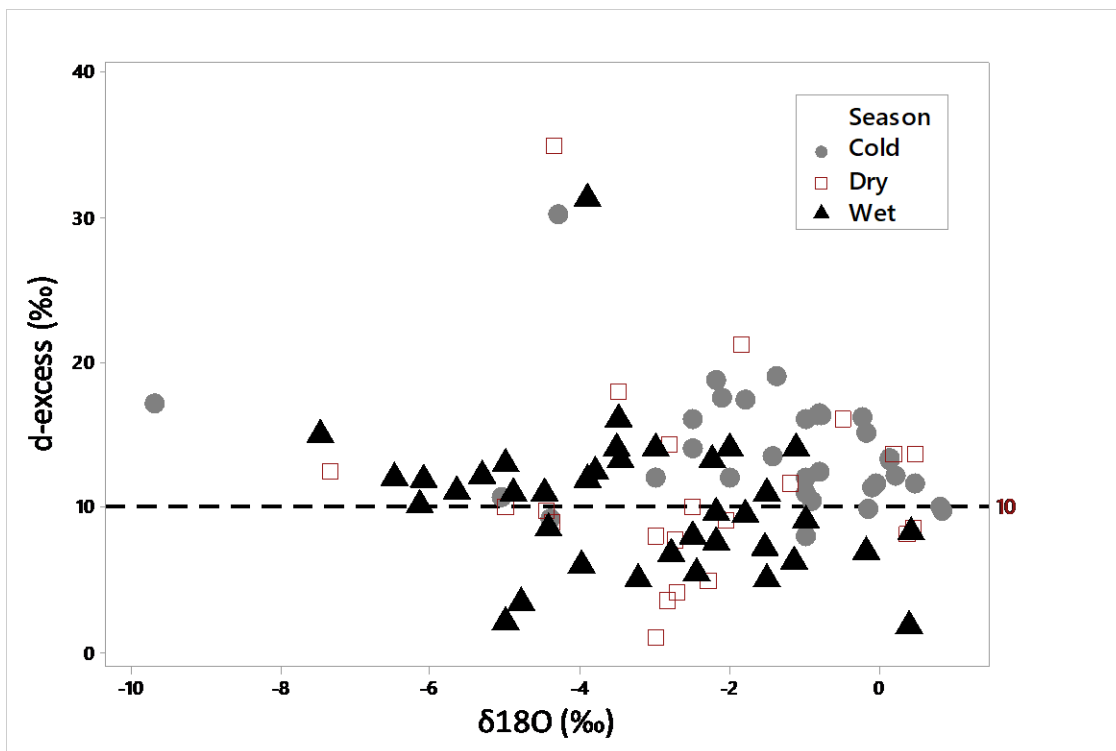


Figure 3. *d*-excess plot considering the three representative seasons in the Yucatan Peninsula. The cold season is from November to February; the dry season is from March to May; the wet season is from June to October.

In the YP convective rains occur not only in the dry season, but they can also occur through the year, resulting in depleted ^{18}O and ^2H ; cold front events, common from November to March, would result in d -excess higher than 10‰. The wide distribution of d -excess in the wet season (July to October) and the increase in isotope deltas at different times of the year can be attributed to the entrance of different air masses with variable moisture (Li *et al.*, 2015).

Following the grouping proposed by Dansgaard (1964) with the IAEA-WMO precipitation survey stations, the difference between $\delta^2\text{H}$ in summer and winter months ($\delta_s - \delta_w = -3.56$ ‰) suggest that the north of the YP would be part of the continental stations at low latitude. Under some circumstances, evaporation from falling droplets would modify the trend of the line, which then might resemble evaporation lines of surface waters (Gat, 2010). Occasionally, meteoric water lines join separate clusters of data or rain events associated with air masses of different origins; under such circumstances, the best-fit line for the data might not be completely accurate (Gat, 2010; Li *et al.*, 2015). With the information available, the YPMWL represents a region with similar climatic conditions and it is similar in slope to GMWL. However, its validity is still spatially limited (Gat, 2005). We do not fully explore

the amount effect because the amount of precipitation *in situ* was not systematically recorded, or it was not measured close to the sampling point. When exploring the altitude effect in a north-to-south cross-section, we neither observe nor suggest a trend for $\delta^{18}\text{O}$ at elevations higher than 100 m.a.s.l. because the current isotopic data represents only an area with low relief. Perhaps sampling the longest N-S cross-section, including the highest altitudes in the Peninsula (≈ 120 m in the Ticul range and ≈ 220 m in the south), might yield a trend as the one observed in northern Central America (Lachniet & Patterson, 2009).

Groundwater

Groundwater has been slightly more intensively sampled and most of the reports account for single samples analyzed for specific purposes.

The reduced amount of isotopic data on groundwater limits the possibility of hypothesizing about preferential summer or winter recharge; however, since the region has a seasonal precipitation pattern, we believe that the greatest recharge occurs in the rainy season. In northern Yucatan, we have observed a drop in the phreatic level around 1.5 m in the dry season and a corresponding increase in the rainy season. A large part of the dataset corresponds to the region called the ring of sinkholes (the north-western portion of the YP), which has been well characterized: as a semi-circular system of faults with high permeability, high hydraulic conductivity, reduced storage capacity, and seasonal response to precipitation measured in the water table (Marín *et al.*, 1990; Perry, Velazquez-Oliman, & Marín, 2002). Considering these features, it is reasonable to think that in this area groundwater would retain the isotopic signature of precipitation. Few studies have been designed for systematic groundwater measurement. For instance, in a study in the area around San José Tzal, Yucatan (20.83° N, -89.650° W), both precipitation samples and rainfall amount data were collected simultaneously (May 2007 to April 2008). In this case, an artesian well was specifically drilled to collect groundwater samples. The observed groundwater isotope composition

is like precipitation in the first half of the year when sampling was carried out in both reservoirs (unpublished data, Figure 4). With the limited data set, this trend only hints that in such year the groundwater retained the meteoric isotopic signature, which might be due to fast water travel time after precipitation (Hamdan, Wiegand, Toll, & Sauter, 2016) or its fast infiltration (Uugulu & Wanke, 2020).

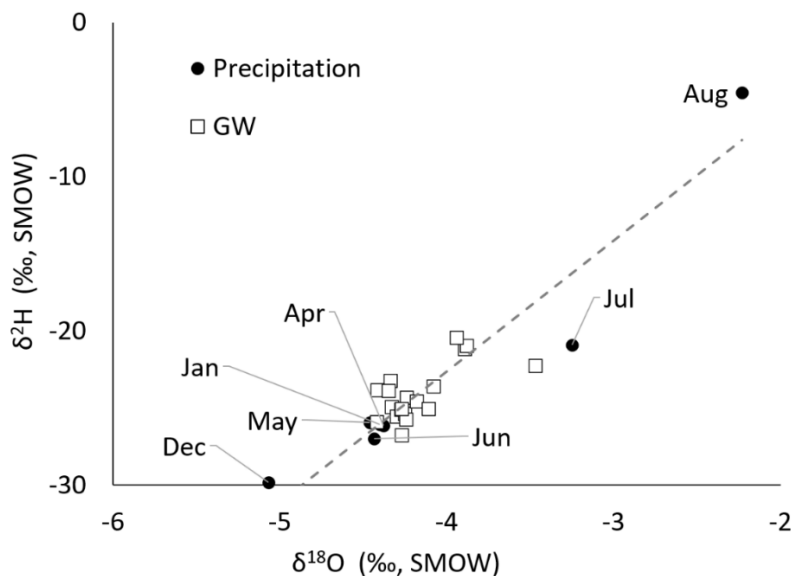


Figure 4. Isotopic composition of precipitation (circles) and groundwater (squares) in San José Tzal (NW of the Yucatan Peninsula). The dashed line represents the Local Meteoric Water Line for the location. Data from May 2007 to April 2008.

After precipitation, the passing of meteoric water through the surface and vadose zone entails partial evaporation in open surfaces or the soil column (Gat, 2010). A large number of the groundwater samples collected in the three states of YP does not follow the YPMWL, partly because its spatial representation is reduced (most groundwater samples are north of 20° N), in addition to highly probable evaporative effects due to hydrogeological features, type of soils, geomorphology and presence of open water bodies, among others. Previous research works have addressed the hydrogeology of the YP identifying fast infiltration, facilitated flow in faults, fractures, and dissolution conduits and few well-recognized groundwaters divide (Steinich, Olimán, Marín, & Perry, 1996; Perry *et al.*, 2002; Bauer-Gottwein *et al.*, 2011; Andrade-Gomez, Rebolledo-Vieyra, Andrade, López, & Estrada-Contreras, 2019). There are several types of soils in the YP, from

Leptosols and Cambisols in karstic plains, to Gleysols and Histosols in flooded areas. The first group of soils can be shallow with relatively high infiltration capacity, whereas hydric soils will retain pore water (Bautista, Palacio-Aponte, Quintana, & Zinck, 2011). The latter might be relevant in keeping pools or stagnant water on top of the soil, which may show a greater evaporation effect. Other factors, such as the existence of negative landforms, might be more important as water is retained for longer periods and evaporation could have stronger isotopic effects. Aguilar-Duarte *et al.* (2010) and Fragoso-Servon, Bautista, Frausto, and Pereira (2014) mentioned that the number and surface area covered by karstic depressions in the YP is significant and a large part of them stores water permanently or occasionally. These geomorphological features possibly enhance evaporation; thus, their effects in the isotopic signal of groundwater across the study region may contribute to the evaporation lines hereby presented (Figure 5).

Figure 5. Isotopic composition of groundwater relative to the Yucatan Peninsula Meteoric Waterline (YPMWL).

Considering groundwater as the long-term integrator of precipitation and infiltration, shifts in the groundwater samples down and to the right of the YPMWL suggest evaporation and mixing of water with different isotopic compositions. We observed a shallower slope for groundwater in Quintana Roo (4.6), whereas Yucatan and Campeche had greater slopes, 5.2 and 5.7, respectively. Following the common interpretation that evaporation yields lines with different slopes from the original source of water (Kendall & Caldwell, 1998), one could assume that evaporation in Quintana Roo occurs in less humid conditions than in the other states; however, the reduced data set for Campeche makes it very difficult to compare the three lines. In any case, the slopes of the three lines suggest that in the YP, infiltration occurs after evaporative loss (Clark & Fritz 1997; Wassenaar *et al.*, 2009), considering that particular atmospheric conditions would yield differences in evaporated water that infiltrates deep into the aquifer. For instance, Benettin *et al.* (2018) reported numerical simulations of the isotopic composition of soil water that underwent evaporation under different seasonal scenarios and found that summer and winter

evaporation lines had different slopes and that greater deviation from the YPMWL represents greater variability in evaporative fractionation.

Groundwater isoscape

Previous efforts (Wassenaar *et al.*, 2009) representing the groundwater isoscape of the YP, considered that the isotope composition of groundwater is representative of precipitation because no great modifying effects have been identified in the groundwater. We present a more detailed isoscape with the information available (Figure 6), which likely includes processes such as isotope effects produced at the soil and groundwater and mixed masses of water with different isotopic compositions. Large portions of the data corresponding to the ring of sinkholes (more intensively studied than the southern region)

have $\delta^{18}\text{O}$ values between 0 ‰ and -2 ‰ because those sinkholes are less exposed to the atmosphere. It is necessary to increase the amount of data on the southern portion of the Peninsula given the need for accurate estimates of water availability, differences between regional precipitation, and the complex patterns in which water infiltrates and flows in different areas of the Peninsula (Bauer-Gottwein *et al.*, 2011; Sandoval-Montes & Heredia-Escobedo, 2018).

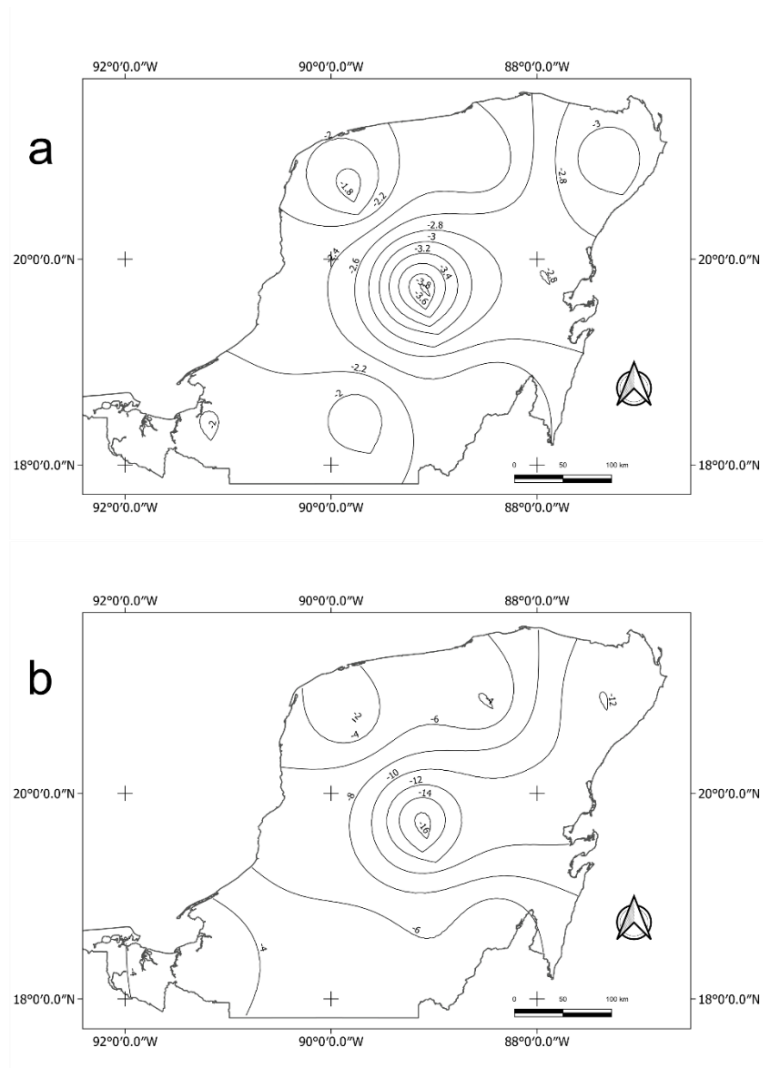


Figure 6. Groundwater isoscape of the Yucatan Peninsula: a) $\delta^{18}\text{O}$ and b) $\delta^2\text{H}$.

Tracing sources of water for and from plants

Water isotopes have been used to identify sources of water by specific plant species assuming there is not isotopic fractionation during plant water uptake (Dawson, Mambelli, Plamboeck, Templer, & Tu, 2002). With the aid of $\delta^{18}\text{O}$ values of groundwater and tree stem water (sap) samples, it has been found that perennial and deciduous trees in northern Yucatan (Querejeta, Estrada-Medina, Allen, Jiménez-Osornio, & Ruenes, 2006) and Quintana Roo (Hasselquist *et al.*, 2010) overcome seasonal water limitations by alternatively using water from the aquifer or water stored in the vadose zone (the upper 2.5 m of the soil profile). In some cases, plants seem to take water from the unconsolidated rock (locally named sascab), which can hold up to 3 % of gravimetric water

during the dry season (Estrada-Medina, Tuttle, Graham, Allen, & Jimenez-Osornio, 2010). The same approach was used by Querejeta, Estrada-Medina, Allen and Jiménez-Osornio (2007); Gu *et al.* (2015), and Carrière *et al.* (2019) to identify water sources and investigate water used by mature trees individuals. They all found that trees rely on water from the vadose zone (either shallow or deep), but some species probably penetrate deeper through pores, fractures, and cavities in the rock, reaching deeper sources of water. Estrada-Medina *et al.* (2013) also traced the sources of water utilized by two deciduous species (*Gimnopydium floribundum* and *Piscidia piscipula*); they found that both species relied on the soil as their main source of water during the wet season. In the dry season, *P. piscipula* relies more on soil water, while *G. floribundum* relies more on water from bedrock. The evidence obtained from research in karstic areas and other environments suggests that plant transpiration relies more on soil moisture and water in the vadose zone rather than on groundwater (Cardella-Dammeyer, Schwinning, Schwartz, & Moore, 2016; Evaristo & McDonnell, 2017). In addition, the study on *P. piscipula* showed that $\delta^{18}\text{O}$ was different from that of the soil and bedrock during some precipitation events (November through February), suggesting that

this species can take advantage of dew, at least over that season (Estrada-Medina *et al.*, 2013). Thus, it is important to include soil water in isotopic studies, as it has not been included in ecohydrological studies as part of the groundwater–soil–plant–atmosphere interphase.

Stable isotopes for better groundwater management

We have not found dependable information regarding the amount of groundwater that can be sustainably removed (*sensu* Bierkens & Wada, 2019) and with the stable isotope information we currently have in hand, we are not able to meaningfully interpret data for site-specific estimates of groundwater availability, much less can we make regional estimates. When the availability of water is estimated only based on meteorological data within administrative boundaries, stable water isotopes may aid in generating better estimates and the delineation of appropriate hydrogeological boundaries. The existence of few isotopic

data and the inherent difficulty of delimitating groundwater divide, recharge, and discharge areas in karstic landscapes, need to be strategically addressed. The disparity between the number of concessions and concessional volume (*i.e.*, groundwater extraction, Rios-Pounce *et al.*, 2020), together with reduced precipitation under current climatic change predictions (Lyra *et al.*, 2017), might pose additional hydric stress on areas with high population, agricultural activities as well as touristic destinations. We think that water isotopes may be of most help in the study area assisting to define the groundwater flow system, identifying recharge and discharge areas, and developing better water budgets when integrated with climate, hydrogeology, and accurate groundwater extraction.

Future research

Water stable isotopes provide valuable information to assess groundwater infiltration, recharge, instantaneous discharge, and residence time. The current lack of extensive water isotope data on the YP precludes us from fully understanding the groundwater situation of the region. One future approach may be sampling both precipitation and groundwater over a long N-S cross-section of the YP, including the highest altitudes in the Peninsula (~ 120 m in the Ticul range and ~ 220 m in the south). This strategy might yield a trend similar to the one observed in Northern Central America (Lachniet & Patterson, 2009) and will provide information about the altitudinal effect in areas with very low relief. Ideally, sampling points should be sites where phreatic levels are not greatly disturbed, as extraction might promote the movement of water from other areas. The specifics of a sampling transect such as this are difficult to define, namely, the appropriate number of sites and samples to achieve sufficient resolution. In an area with mild orography and an extensive coastal karstic aquifer, we consider it desirable to collect water samples on a short-term temporal distribution (*i.e.*, two hydrological years) on a grid-like pattern, given that the isotope composition of precipitation may be most helpful to understand local and regional hydrology and guide water management.

Presently, we are developing a more detailed meteoric water line of the YP, with systematically collected precipitation samples in 11 locations distributed across the states of Campeche ($n = 4$), Quintana Roo ($n = 4$), and Yucatan ($n = 3$). With those results, we will obtain several local meteoric water lines; all of them aiding to improve water balance and water budgets of the aquifers in this Administrative Region. However, it is necessary to perform preliminary estimates of water availability on each of the aquifers, and hydrological sub-basins as well, based on meteorological and isotopic data, evapotranspiration, natural discharge, concessional volumes, and considering provision for environmental flow for each one of the identified hydrogeological units. This approach will assist us on distinguishing regional water balances and differential water availability and identifying regions with current and future hydric stress. As groundwater is the only source of freshwater for human use, it is necessary to ensure the water required for all economic activities without risking the recharge; that is, keeping the balance.

Conclusions

We created and made available a database of published and unpublished water isotopic data as a baseline to analyze regional water dynamics in the Yucatan Peninsula. We produced a regional meteoric water line for the Peninsula which, due to lack of data, only represents north locations, 20° N and above. The observed distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and d -excess represent the seasonal variability and meteorological conditions in which precipitation was collected, for instance, convective rains in the dry season, cold front events from November to March, and the passing of air masses with different moisture sources. Groundwater and its isotopic value have been more intensively studied and the information published so far suggests that groundwater isotope composition is a combination of fast recharge after precipitation, water mixture due to surface interception, and evaporation from lakes and sinkholes. Perennial and deciduous trees can use water from the vadose zone, from the aquifer, and even from the unconsolidated rock.

The current stable water isotope data provide only information from specific areas preventing a complete interpretation for the whole YP; thus, a more robust database is needed to make water planning and management at a regional scale.

Data availability

Data are available at <http://dx.doi.org/10.17632/wnz7my6y5r.1>

Acknowledgments

Conacyt Project CB286049 (*Línea de agua meteórica de la Península de Yucatán*) and Cátedras CONACYT Project 2944 (*Modelación del ciclo del agua en la Península de Yucatán*). Daniel Rios-Ponce helped with data analysis for concessional volumes. Eugene Perry provided important comments to the manuscript. Mark Brenner and Jason Curtis

granted access to databases and provided helpful suggestions. J. Curtis proofread the manuscript. Anonymous reviewers made comments and suggestion improving the paper.

Annex 1

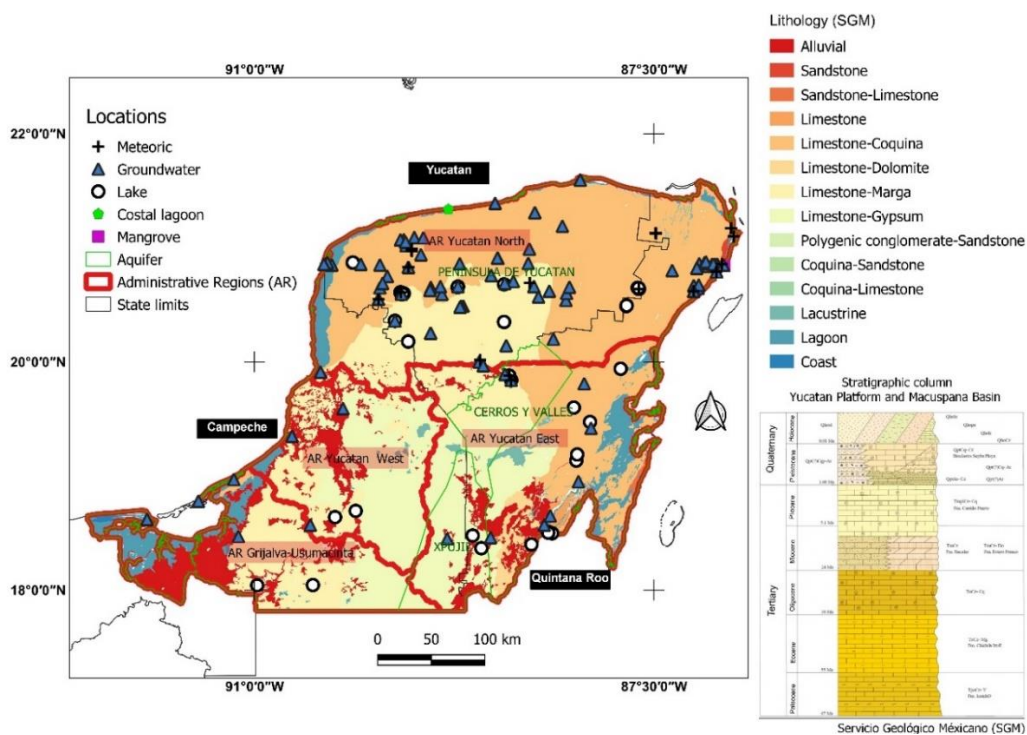


Figure 1S. Locations in the Yucatan Peninsula with isotopic data ($\delta^2\text{H}$ and/or $\delta^{18}\text{O}$). State boundaries, hydrological administrative regions (AR), aquifers, lithology (SGM, 2008) and stratigraphic column are also showed (SGM, 2005).

References

- Aggarwal, P. K., Froehlich, K., Gonfiantini, R., & Gat, J. R. (2005). Isotope hydrology: A historical perspective from the IAEA. In: Aggarwal, P. K., Gat, J. R., & Froehlich, K. F. O. (eds.). *Isotopes in the water cycle: Past, present and future of a developing science*. Dordrecht, The Netherlands: International Atomic Energy Agency (IAEA).
- Aguilar-Duarte, Y., Mendoza-Cantú, M., Frausto-Martínez, O., Ihl, T., Bollo-Manent, M., & Bautista-Zúñiga, F. (2010). Spatial distribution of karstic depressions in tropical karst plains. *Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana-GEOS*, 30, 115-116.
- Andrade-Gómez, L., Rebolledo-Vieyra, M., Andrade, J. L., López, P. Z., & Estrada-Contreras, J. (2019). Karstic aquifer structure from

geolectrical modeling in the Ring of Sinkholes, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 27(7), 2365-2376.

Barbeta, A., & Peñuelas, J. (2017). Relative contribution of groundwater to plant transpiration estimated with stable isotopes. *Scientific Reports*, 7(10580).

Bauer-Gottwein, P., Gondwe, B. R., Charvet, G., Marín, L. E., Rebolledo-Vieyra, M., & Merediz-Alonso, G. (2011). The Yucatán Peninsula karst aquifer, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 19(3), 507-524.

Bautista, F., Palacio-Aponte, G., Quintana, P., & Zinck, J. A. (2011). Spatial distribution and development of soils in tropical karst areas from the Yucatan Peninsula, Mexico. *Geomorphology*, 135(3-4), 308-321.

Benettin, P., Volkmann, T. H., von Freyberg, J., Frentress, J., Penna, D., Dawson, T. E., & Kirchner, J. W. (2018). Effects of climatic seasonality on the isotopic composition of evaporating soil waters. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(5), 2881-2890.

- Bierkens, M. F., & Wada, Y. (2019) Non-renewable groundwater use and groundwater depletion: A review. *Environmental Research Letters*, 14(6), 063002.
- Bowen, G. J. (2010). Isoscapes: Spatial pattern in isotopic biogeochemistry. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38, 161-187.
- Cardella-Dammeyer, H., Schwinning, S., Schwartz, B. F., & Moore, G. W. (2016). Effects of juniper removal and rainfall variation on tree transpiration in a semi-arid karst: Evidence of complex water storage dynamics. *Hydrological Processes*, 30(24), 4568-4581.
- Carrière, S. D., Martin-StPaul, N. K., Cakpo, C. B., Patris, N., Gillon, M., Chalikakis, K., Doussan, C., Oliosio, A., Babic, M., Jouineau, A., & Simioni, G. (2020). The role of deep vadose zone water in tree transpiration during drought periods in karst settings—Insights from isotopic tracing and leaf water potential. *Science of the Total Environment*, 699 (134332).
- Clark, I. D., & Aravena, R. (2005). *Environmental isotopes in ground water resource and contaminant hydrogeology* (NGWA Course #394), February 6-7, Boston, Massachusetts, USA.

- Clark, I. D., & Fritz, P. (1997). *Environmental isotopes in hydrogeology*. Boca Raton, USA: CRC Press.
- Carrillo, L., Palacios-Hernández, E., Ramírez, A. M., & Morales-Vela, J. B. (2009). Chapter 3. Hydrometeorological and bathymetric characteristics. In: Espinoza-Ávalos, J., Islebe, G. A., & Hernández-Arana, H. A. (eds.). *The ecological system of the Bay of Chetumal/Corozal: Western coast of the Caribbean Sea*. (pp. 12-20). Chetumal, Mexico: El Colegio de la Frontera Sur.
- Cortes, A., & Farvolden, R. N. (1989). Isotopes studies of precipitation and groundwater in the Sierra de las Cruces, Mexico. *Journal of Hydrology*, 107, 147-153.
- Cortes, A., Durazo, J., & Farvolden, R. N. (1997). Studies of isotopic hydrology of the basin of Mexico and vicinity: Annotated bibliography and interpretation. *Journal of Hydrology*, 198, 346-376.
- Covich, A., & Stuiver, M. (1974). Changes in oxygen 18 as a measure of long-term fluctuations in tropical lake levels and molluscan populations. *Limnology and Oceanography*, 19(4), 682-691.

- Curtis, J. H., Hodell, D. A., & Brenner, M. (1996). Climate variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the past 3500 years, and implications for Maya cultural evolution. *Quaternary Research*, 46(1), 37-47.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4), 436-468.
- Dawson, T. E., Mambelli, S., Plamboeck, A. H., Templer, P. H., & Tu, K. P. (2002). Stable isotopes in plant ecology. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 33, 507-559.
- De-la-Barreda, B., Metcalfe, S. E., & Boyd, D. S. (2020). Precipitation regionalization, anomalies and drought occurrence in the Yucatan Peninsula, Mexico. *International Journal of Climatology*, 40(10), 4541-4555.
- Edmunds, W. M., Carrillo-Rivera, J. J., & Cardona, A. (2002). Geochemical evolution of groundwater beneath Mexico City. *Journal of Hydrology*, 258(1-4), 1-24.
- Estrada-Medina, H., Santiago, L. S., Graham, R. C., Allen, M. F., & Jiménez-Osornio, J. J. (2013). Source water, phenology and

growth of two tropical dry forest tree species growing on shallow karst soils. *Trees: Structure and Function*, 27(5), 1297-1307.

Estrada-Medina, H., Tuttle, W., Graham, R. C., Allen, M. F., & Jimenez-Osornio, J. J. (2010). Identification of underground karst features using Ground-Penetrating Radar (GPR) in northern Yucatan, Mexico. *Vadose Zone Journal*, 9, 653-661.

Evaristo, J., & McDonnell, J. J. (2017). Prevalence and magnitude of groundwater use by vegetation: A global stable isotope meta-analysis. *Scientific Reports*, 7 (44110).

Fragoso-Servón, P., Bautista, F., Frausto, O., & Pereira, A. (2014). Caracterización de las depresiones kársticas (forma, tamaño y densidad) a escala 1:50,000 y sus tipos de inundación en el Estado de Quintana Roo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(1), 127-137.

Gat, J. R. (2010). *Isotope hydrology*. Series on Environmental Science and Management, Vol. 6. London, UK: Imperial College Press.

Gat, J. R. (2005). Some classical concepts of isotope hydrology. In: Aggarwal, P. K., Gat, J. R., & Froehlich, K. F. O. (eds.). *Isotopes in the water cycle: Present and future of a developing science*

(pp. 127-137). Dordrecht, The Netherlands: International Atomic Energy Agency (IAEA).

- Gibson, J. J., Prepas, E. E., & McEachern, P. (2002). Quantitative comparison of lake throughflow, residency, and catchment runoff using stable isotopes: Modelling and results from a regional survey of Boreal lakes. *Journal of Hydrology*, 262(1-4), 128-144.
- Gu, D., Zhang, Z., Mallik, A., Zhou, A., Mo, L., He, C., & Huang, Y. (2015). Seasonal water use strategy of *Cyclobalanopsis glauca* in a karst area of southern China. *Environmental Earth Sciences*, 74(2), 1007-1014.
- Guan, H., Zhang, X., Skrzypek, G., Sun, Z., & Xu, X. (2013). Deuterium excess variations of rainfall events in a coastal area of South Australia and its relationship with synoptic weather systems and atmospheric moisture sources. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(2), 1123-1138.
- Hamdan, I., Wiegand, B., Toll, M., & Sauter, M. (2016). Spring response to precipitation events using $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in the Tanour catchment, NW Jordan. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 52(6), 682-693.

- Hasselquist, N. J., Allen, M. F., & Santiago, L. S. (2010). Water relations of evergreen and drought-deciduous trees along a seasonally dry tropical forest chronosequence. *Oecologia*, 164, 881-890.
- Haukebo, S. L. (2014). *An ecological and biogeochemical characterization of a subterranean estuary in the Yucatan peninsula, Mexico* (tesis de maestría). Texas A&M University. Recuperado de <http://hdl.handle.net/1969.1/152453>
- Hodell, D. A., Turchyn, A. V., Wiseman, C. J., Escobar, J., Curtis, J. H., Brenner, M., Gilli, A., Mueller, A. D., Anselmetti, F., Ariztegui, D., & Brown, E. (2012). Late glacial temperature and precipitation changes in the lowland Neotropics by tandem measurement of $\delta^{18}\text{O}$ in biogenic carbonate and gypsum hydration water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 77, 352-368.
- Kendall, C., & Caldwell, E. A. (1998). Chapter 2 – Fundamentals of Isotope Geochemistry. In: Kendall, C., & McDonnell, J. J. (eds.). *Isotope tracers in catchment hydrology* (pp. 51-86). Amsterdam, The Netherlands: Elsevier.

- Kendall, C., & Doctor, D. H. (2003). Stable isotope applications in hydrologic studies. In: Holland, H. D., & Turekian, K. K. (eds.). *Treatise on geochemistry*. Vol. 5 (pp. 319-364). Oxford, UK: Elsevier.
- Lachniet, M. S., & Patterson, W. P. (2009). Oxygen isotope values of precipitation and surface waters in northern Central America (Belize and Guatemala) are dominated by temperature and amount effects. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3-4), 435-446.
- Lases-Hernandez, F., Medina-Elizalde, M., Burns, S., & DeCesare, M. (2019). Long-term monitoring of drip water and groundwater stable isotopic variability in the Yucatán Peninsula: Implications for recharge and speleothem rainfall reconstruction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 246, 41-59.
- Lawrence, R. J., & Gedzelman, D. S. (1996). Low stable isotope ratios of tropical cyclone rains. *Geophysical Research Letters*, 23(5), 527-530.
- Li, J., Tao, T., Pang, Z., Tan, M., Kong, Y., Duan, W., & Zhang, Y. (2015). Identification of different moisture sources through

isotopic monitoring during a storm event. *Journal of Hydrometeorology*, 16(4), 1918-1927.

Lyra, A., Imbach, P., Rodriguez, D., Chou, S. C., Georgiou, S., & Garofolo, L. (2017). Projections of climate change impacts on central America tropical rainforest. *Climatic Change*, 141(1), 93-105.

Mansouryar, M., & Hedayati, A. (2012). Smoothing Via Iterative Averaging (SIA) a basic technique for line smoothing. *International Journal of Computer and Electrical Engineering*, 4(3), 307-311.

Marín, L. E., Perry, E. C., Pope, K. O., Duller, C. E., Booth, C. J., & Villasuso, M. (1990). Hurricane Gilbert: Its effects on the aquifer in northern Yucatan, Mexico. In: Simpson, E. S., & Sharp, J. M., Jr. (eds.). *Selected papers on Hydrogeology from the 28th International Geological Congress*. Simposio llevado a cabo en Washington, DC. (pp. 111-128). Hannover, Germany, Verlag Heinz Heise.

- Merlivat, L., & Jouzel, J. (1979). Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 84(C8), 5029-5033.
- Mook, W. G. (2002). *Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico. Principios y aplicaciones*. Madrid, España: Instituto Geológico y Minero de Madrid, España.
- Peng, T. R., Wang, C. H., Huang, C. C, Fei, L. Y., Chen, C. T., & Hwong, J. L. (2010). Stable isotopic characteristic of Taiwan's precipitation: A case study of western Pacific monsoon region. *Earth and Planetary Science Letters*, 289, 357-366.
- Peñuela-Arévalo, L. A., & Carrillo-Rivera, J. J. (2013). Discharge areas as a useful tool for understanding recharge areas, study case: Mexico catchment. *Environmental Earth Sciences*, 68(4), 999-1013.
- Pérez, L., Bugja, R., Lorenschat, J., Brenner, M., Curtis, J., Hoelzmann, P., Islebe, G., Scharf, B., & Schwalb, A. (2011). Aquatic ecosystems of the Yucatan peninsula (Mexico), Belize, and Guatemala. *Hydrobiologia*, 661(1), 407-433.

- Perry, E., Vazquez-Oliman, G., & Socki, R. (2003). Hydrogeology of the Yucatán Península. In: Gomez-Pompa, A., Allen, M., Fedick, A., & Jimenez-Osornio, J. (eds.). *The lowland Maya area: Three millenia at the human wildland interface*. New York, USA: Haworth Press.
- Perry, E., Velazquez-Oliman, G., & Marín, L. (2002). The hydrogeochemistry of the karst aquifer system of the northern Yucatan Peninsula, Mexico. *International Geology Review*, 44(3), 191-221.
- Querejeta, J. I., Estrada-Medina, H., Allen, M. F., & Jiménez-Osornio, J. J. (2007). Water source partitioning among Mexican native trees growing on shallow karst soils in a seasonally dry tropical climate. *Oecologia*, 152, 26-36.
- Querejeta, J. I., Estrada-Medina, H., Allen, M. F., Jiménez-Osornio, J. J., & Ruenes, R. (2006). Utilization of bedrock water by *Brosimum alicastrum* trees growing on shallow soil atop limestone in a dry tropical climate. *Plant and Soil*, 287, 187-197.
- Ríos-Ponce, J. D., Acosta-Gonzalez, G., & Cejudo, E. (2020). La precipitación histórica y la extracción del agua subterránea en la

península de Yucatán: una reflexión. *Desde el Herbario CICY*, 12, 110-118.

Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., & Gonfiantini, R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. *Geophysical Monograph*, 78, American Geophysical Union, 1-33.

Sandoval-Montes, I., & Heredia-Escobedo, J. D. (2018). Physicochemical characterization and directions of underground water flow in the northwest area of the Yucatan Peninsula. Reality, data and space. *International Journal of Statistics and Geography*, 9(2), 28-37.

Semarnap, Secretaría de Medio Ambiente, Recursos Naturales y Pesca. (1998). *Mapa de suelos dominantes de la República Mexicana. Escala 1:4000000*. México, DF, México: Secretaría de Medio Ambiente, Recursos Naturales y Pesca, Subsecretaría de Recursos Naturales.

SGM, Servicio Geológico Mexicano. (2008). *Litología escala 1:250,000*. México, DF, México: Servicio Geológico Mexicano.

- SGM, Servicio Geológico Mexicano. (2005). *Carta Geológica-Minera Tizimín F16-7, Escala 1:250000, Estado de Yucatán*. México, DF, México: Servicio Geológico Mexicano.
- Socki, R. A., Perry, E., & Romanek, C. S. (2002). Stable isotope systematics of two cenotes from the northern Yucatan Peninsula, Mexico. *Limnology and Oceanography*, 47(6), 1808-1818.
- Steinich, B., Olimán, G. V., Marín, L. E., & Perry, E. (1996). Determination of the ground water divide in the karst aquifer of Yucatan, Mexico, combining geochemical and hydrogeological data. *Geofísica Internacional*, 35(2), 153-159.
- Uugulu, S., & Wanke, H. (2020). Estimation of groundwater recharge in savannah aquifers along a precipitation gradient using chloride mass balance method and environmental isotopes, Namibia. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 116(102844).
- Wassenaar, L. I., Van-Wilgenburg, S. L., Larson, K., & Hobson, K. A. (2009). A groundwater isoscape (δD , $\delta^{18}O$) for Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*, 102, 123-136.