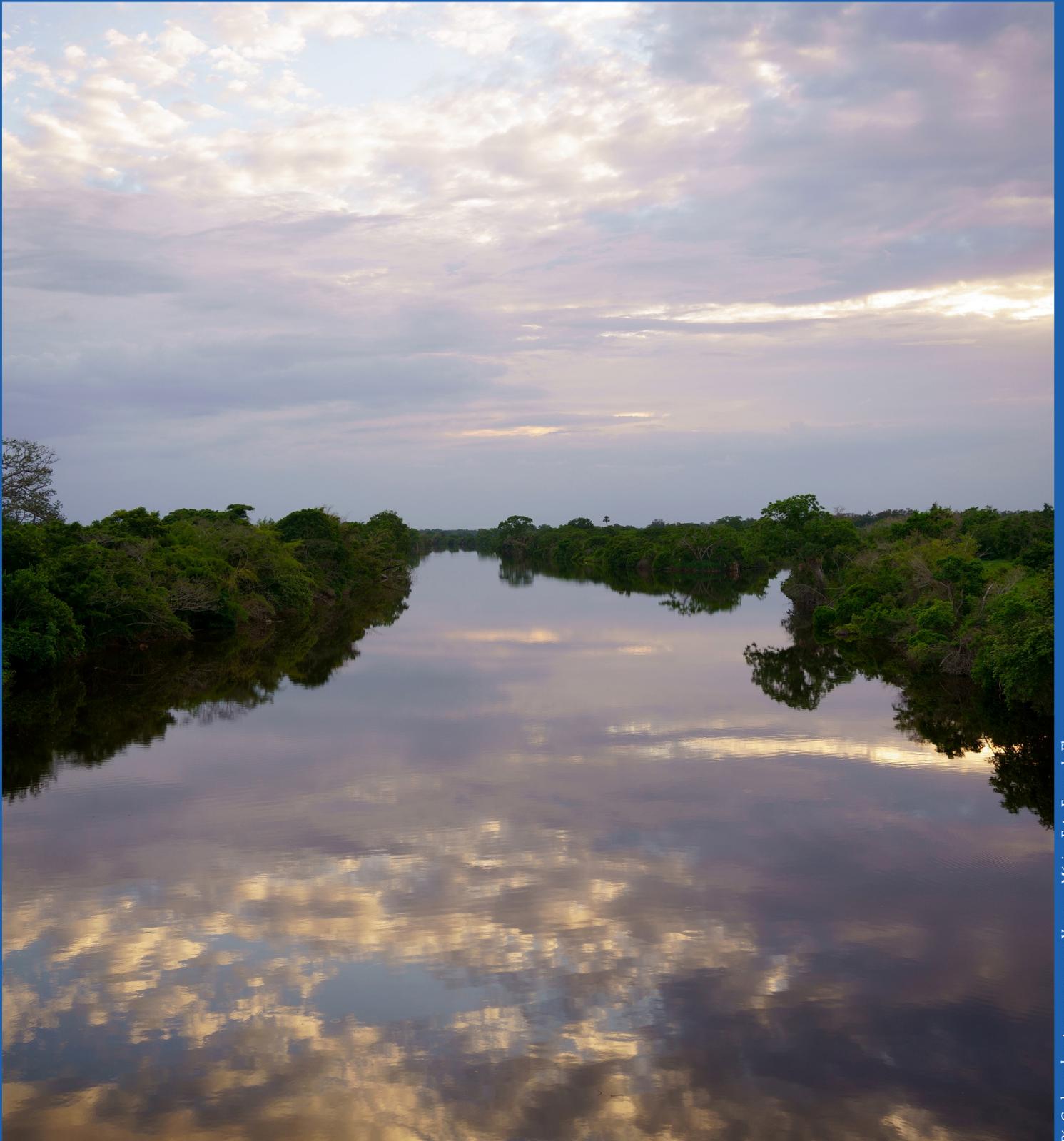




Tecnología y Ciencias ^{de} Agua

ISSN 2007-2422



Río Cucharas, Huasteca veracruzana, Veracruz, México. Foto: Fernando Flores.



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 Marciano**, 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 Escontra**, 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)

Caracterización de residuos sólidos en una institución de educación superior: caso de estudio campus Robledo de la Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín

Elizabeth Carvajal-Flórez

Juan José Toro Yepes

María Inés Realpe Erazo

Estimación de la variación en la recarga del acuífero costero en Mar de las Pampas, Argentina, con base en cambios del uso del suelo

Leonardo Sánchez-Caro

Silvina C. Carretero

Fernanda J. Gaspari

Alfonso M. Rodríguez Vagaría

Efecto del cambio climático en el periodo de crecimiento en Guanajuato

Antonio Vásquez-Ortega

Juan Ángel Quijano-Carranza

Enrique Andrio-Enriquez

Francisco Cervantes-Ortiz

Carlos Cuellar-Zambrano

José Honorato Arreguín-Centeno

Ricardo Yáñez-López

Predicción de caudales mensuales en ríos de cuencas altoandinas con enfoque de redes neuronales artificiales. Caso: río Crisnejas, Perú

Luis Vásquez-Ramírez

Luis Félix Vásquez-Paredes

Análisis de frecuencias comparativo con momentos L entre la distribución Kappa y seis de aplicación generalizada

Daniel Francisco Campos-Aranda

Identificación de sitios con potencial para captar agua de lluvia en la Cuenca Alta del Río Mixteco, Oaxaca, México

Gabriela Álvarez-Olguín

Fidencio Sustaita-Rivera

René Morales-Luis



Contents

Artículos (traducción)

Articles (translation)

Characterization of solid waste an institution of higher education: A case study of the Robledo campus of the National University of Colombia, Medellín Headquarters 1

Elizabeth Carvajal-Flórez

Juan José Toro Yepes

María Inés Realpe Erazo

Estimation of recharge variation in the coastal aquifer in Mar de las Pampas, Argentina, based on land cover changes 38

Leonardo Sánchez-Caro

Silvina C. Carretero

Fernanda J. Gaspari

Alfonso M. Rodríguez Vagaría

Effect of climate change on growth period in Guanajuato 91

Antonio Vásquez-Ortega

Juan Ángel Quijano-Carranza

Enrique Andrio-Enriquez

Francisco Cervantes-Ortiz

Carlos Cuellar-Zambrano

José Honorato Arreguín-Centeno

Ricardo Yáñez-López

Prediction of monthly flows in rivers of high Andean basins with an artificial neural network approach. Case: Crisnejas river, Peru 124

Luis Vásquez-Ramírez

Luis Félix Vásquez-Paredes

Comparative frequency analysis with L moments between the Kappa distribution and six of general application 200

Daniel Francisco Campos-Aranda

Identification of sites with potential for rainwater harvesting in the Upper Mixteco River Basin, Oaxaca, Mexico 251

Gabriela Álvarez-Olguín

Fidencio Sustaita-Rivera

René Morales-Luis

| | | |
|---|---|-----|
| Análisis de las formas de fondo simuladas mediante el modelo tridimensional SSIIM, caso de un cauce natural de aguas poco profundas | <i>Analysis of the bed forms simulated using the three-dimensional model SSIIM, case of a natural shallow water channel</i> | 288 |
| <i>Santiago Aurelio Ochoa-García</i> | Santiago Aurelio Ochoa-García | |
| <i>Teresa Reyna</i> | Teresa Reyna | |
| <i>Marcelo García</i> | Marcelo García | |
| <i>Ana Heredia</i> | Ana Heredia | |
| <i>José Manuel-Díaz</i> | José Manuel-Díaz | |

Notas (originales)
Notes (original)

Notas (traducción)
Notes (translation)

| | | |
|--|---|-----|
| Estimación de la recarga potencial por infiltración en la zona norte de Loreto, Baja California Sur, México | <i>Assessment of the potential recharge by infiltration in the northern zone of Loreto, Baja California Sur, Mexico</i> | 333 |
| <i>Mario Verdugo</i> | Mario Verdugo | |
| <i>Oscar Arizpe</i> | Oscar Arizpe | |
| Aplicación de un prototipo anóxico calizo para tratamiento de drenajes ácidos producidos de forma sintética, variando la concentración de Fe ⁺² | <i>Application of an anoxic-limestone prototype for treating acid drains produced synthetically, varying the concentration of Fe⁺²</i> | 391 |
| <i>César René Blanco-Zúñiga</i> | César René Blanco-Zúñiga | |
| <i>Nicolás Rojas-Arias</i> | Nicolás Rojas-Arias | |
| Calidad de datos de estaciones meteorológicas automáticas ubicadas en tres estados de México | <i>Data quality of automatic meteorological stations located in three states of Mexico</i> | 432 |
| <i>Rocío Cervantes-Osomio</i> | Rocío Cervantes-Osornio | |
| <i>Ramón Arteaga-Ramírez</i> | Ramón Arteaga-Ramírez | |
| <i>Mario Alberto Vázquez-Peña</i> | Mario Alberto Vázquez-Peña | |
| <i>Waldo Ojeda-Bustamante</i> | Waldo Ojeda-Bustamante | |

DOI: 10.24850/j-tyca-14-01-01

Artículos

Caracterización de residuos sólidos en una institución de educación superior: caso de estudio campus Robledo de la Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín
Characterization of solid waste an institution of higher education: A case study of the Robledo campus of the National University of Colombia, Medellín Headquarters

Elizabeth Carvajal-Flórez¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-4850-8850>

Juan José Toro Yepes², ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-9499-4370>

María Inés Realpe Erazo³, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-6966-090X>

¹Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia, ecarvajalf@unal.co

²Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia, jjtoroy@unal.edu.co

³Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia, mirealpee@unal.edu.co



Autora para correspondencia: Elizabeth Carvajal-Flórez,
ecarvajalf@unal.co

Resumen

El siguiente artículo presenta los resultados de la caracterización de los residuos sólidos (RS) del campus Robledo de la Universidad Nacional de Colombia sede Medellín. El propósito del estudio fue determinar la producción total y específica de los residuos no peligrosos, además de establecer medidas de intervención relacionadas con educación ambiental, aprovechamiento, valorización, compra de recipientes y disminución en la tasa de aseo, entre otros, que puedan ser implementadas por las directivas de la universidad en un futuro cercano. En el periodo caracterizado (una semana) se pesaron todos los residuos no peligrosos generados en cada uno de los bloques (edificios), cafeterías y restaurantes, además de establecer la composición física de éstos para conocer la tipología que se genera con mayor predominancia. Se tomó como referencia la norma técnica ASTM D5231-92 y los lineamientos del Centro Panamericano de Ingeniería Sanitaria y Ciencias del Ambiente CEPIS/OPS, para determinar el periodo de muestreo, composición física, producción per cápita y densidad. Los resultados mostraron que en el campus se generan 1 146.9 kg de RS a la semana, 163.7 kg/día y una producción per cápita de 0.054 kg/persona-día; se encontró que hay una gran generación de residuos orgánicos (459.78 kg/semana) y que las cafeterías y restaurantes contribuyen en gran medida a la generación de residuos (50.39 %). Estos resultados también permitirán establecer

patrones de comparación con otras universidades y sectores económicos, y formular estrategias de sostenibilidad y políticas públicas que permitan subsanar problemáticas ambientales locales y regionales asociadas con la gestión de los residuos sólidos.

Palabras clave: caracterización de residuos sólidos, producción per cápita de residuos sólidos, composición física de residuos sólidos, densidad de residuos sólidos.

Abstract

The following article shows the results of solid waste (SW) characterization from the Robledo campus of the National University of Colombia, Medellín headquarters. The purpose of the study was to determine the total and specific production of non-hazardous waste, in addition to establishing intervention measures related to environmental education, use, recovery, containers purchase, and decrease in the cleaning tax, among others, that can be implemented by the university directives shortly. In the characterized period (one week), all the non-hazardous waste generated in each of the blocks (buildings), restaurants and/or cafeterias was weighed and established their physical composition to determine the kind most predominances generated. The technical standard ASTM D5231-92 and the Pan-American Center for Sanitary Engineering and Environmental Sciences CEPIS/OPS guidelines were used to determine the sampling period, physical composition, per capita production, and density. The results showed that on-campus, 1 146.9 kg of SW are generated per week, 163.7 kg/day, and a per capita production

of 0.054 kg/person-day, finding that there is a large generation of organic waste (459.78 kg/week) and that restaurants and/or cafeterias contribute significantly to the generation of waste (50.39 %). These results will also make it possible to establish benchmarks compared with other universities and economic sectors, formulate sustainability strategies and public policies, and correct local and regional environmental problems associated with solid waste management.

Keywords: Solid waste characterization, per capita solid waste production, physical composition, solid waste density.

Recibido: 05/05/2021

Aceptado: 09/09/2021

Introducción

Un residuo sólido (RS) se define como cualquier objeto, material, sustancia o elemento principalmente sólido resultante del consumo o uso de un bien en actividades domésticas, industriales, comerciales, institucionales o de servicios, que el generador presenta para su recolección por parte de la persona prestadora del servicio público de aseo

(Alcaldía de Medellín, 2015). De acuerdo con el Informe de Calidad de Vida de Medellín (Medellín Cómo Vamos, 2018), la producción de RS en la ciudad viene aumentando cada año, y las proyecciones de años futuros también muestran esta tendencia de crecimiento. Por ello la gestión de RS es una problemática que ha tomado gran relevancia en la actualidad debido a los diversos problemas sanitarios y de salud pública que se pueden generar, además de los efectos negativos que se provocan sobre el ambiente si no se hace un correcto manejo de éstos.

Lo anterior se ve reflejado en las diferentes instituciones de educación superior, las cuales son generadoras importantes de RS en la ciudad, por lo que el análisis de la producción de éstos requiere gran atención. Dichas instituciones son espacios en los que confluyen estudiantes, docentes, empleados y externos, situación que conlleva a la transformación de insumos, a la generación de materiales de descarte y de RS que requieren el debido manejo, ya sea a través del aprovechamiento, tratamiento y/o disposición final (Coyago, Gonzales, Heredia, & Sánchez, 2016). Se requiere que en ellas se adopten estrategias de desarrollo en todas sus operaciones, con el fin de tener un impacto positivo en el entorno socioeconómico y medioambiental, además del bienestar de la comunidad universitaria, como la aledaña (Adeniran, Nubi, & Adelopo, 2017).

Se han realizado diversos estudios sobre la gestión de RS al interior de diferentes universidades tanto en Colombia como en Latinoamérica, evidenciando altas tasas de generación, incremento de la población estudiantil y altos costos asociados con la gestión de los RS con sus

respectivos efectos negativos. En cuanto a estudios en el tema en instituciones de educación superior, se puede referenciar el caso de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (México). Allí se generan alrededor de seis toneladas mensuales de residuos sólidos, y la separación en la fuente de cartón, papel, latas y envases de PET se hace de manera informal; no existe ningún compromiso por parte de la universidad para la separación de RS (Delgado, 2011). En el caso de la Universidad Politécnica Salesiana, Campus Sur, Quito (Ecuador), se evidenció que el 51.07 % de los residuos es de naturaleza orgánica; 22.17 %, plásticos; 16.45%, papel; 7.05 %, vidrio y metales; 3.12 %, restos inorgánicos; 0.14 %, residuos especiales, como aparatos electrónicos, y 0.01 %, residuos peligrosos como pilas. La producción per cápita (ppc) (kg/persona-día) se calculó en 0.3 kg/persona-día. De esta investigación se concluyó que la cantidad de residuos generados en un establecimiento universitario pequeño no requiere la separación en la fuente de más de dos tipos distintos y por tanto se recomendó la disposición en dos contenedores: uno para residuos reciclables y otro de residuos no reciclables, cuyo destino final sea el relleno sanitario en el caso de los primeros y ser entregados a gestores externos para los segundos (Coyago *et al.*, 2016).

Por otro lado, la Universidad Tecnológica de Salamanca (México) elaboró un plan de manejo de RS, cuantificando cantidades y composición, así como el establecimiento de estrategias para la disposición final, tratamiento o confinamiento. Se determinó una producción per cápita de 0.0392 kg/persona-día, y que el 71.635 % del

residuo total es susceptible al proceso de compostaje; 25.833 % es material reciclable y sólo el 2.532 % debe destinarse a un relleno sanitario (Vargas, Alvarado, López, & Cisneros, 2015). En el caso de la Universidad de Lagos (Nigeria), se encontró que el material reciclable está constituido por el 75 % del total de los residuos generados. La generación diaria promedio es de 32.2 toneladas, de las cuales el 15 % corresponde a materia orgánica que puede transformarse a través de compostaje o de manera integral en las plantas de tratamiento de aguas residuales. Se concluyó que es necesario la implementación de políticas internas en la que se involucre a la comunidad, que conduzcan a la reducción en la fuente y al mejoramiento en el reciclaje de los RS (Adeniran *et al.*, 2017). En la Ciudad Universitaria de la Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas (México) se llevó a cabo un estudio para conocer la gestión interna de los RS en el campus universitario. Los resultados mostraron que se generan 677.6 kg/día de residuos sólidos, con una ppc de 0.143 kg/persona-día; de este estudio se concluyó que la educación ambiental es la herramienta más válida para incentivar nuevos hábitos, actitudes y valores en la población universitaria, además de propiciar la corresponsabilidad social en la solución de los problemas ambientales, que en el caso de las instituciones de educación superior adquieren una dimensión mayor (Vera-Toledo, Nájera-Aguilar, García-Lara, & Solís-López, 1970).

En virtud de los antecedentes mencionados y a que no se tienen datos actualizados sobre la gestión de los RS en la Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín, se efectuó el presente estudio. Su propósito fue conocer las cantidades reales de RS no peligrosos que se generan en

el Campus Robledo, así como proponer medidas de intervención a las situaciones encontradas. Para tal fin, un grupo de estudiantes del programa de Ingeniería Ambiental, con el direccionamiento de una docente del Departamento de Geociencias y Medio Ambiente, y el apoyo de la Oficina de Gestión Ambiental de la Sede, la Coordinación de Aseo, la Unidad Administrativa de Infraestructura y Proyectos del campus, la empresa Aseo y Sostenimiento, y la Cooperativa Multiactiva de Recicladores de Medellín (Recimed) realizaron la caracterización de los residuos durante una semana del mes de febrero del año 2020, como línea base para el fortalecimiento de la gestión ambiental asociada con los residuos sólidos.

Dicha caracterización se hizo bajo condiciones normales de operación del campus de Robledo (conocida como Facultad de Minas), en la cual hay presencia permanente de estudiantes de pregrado y posgrado, empleados administrativos, docentes, contratistas y visitantes, entre otros. El campus tiene un área de 100 900 m², y está conformado por aulas de clase, laboratorios, oficinas, cafeterías, restaurantes, zonas verdes y recreativas. La población objeto de estudio fue de 3 038 personas. En el periodo caracterizado se pesaron todos los residuos no peligrosos generados en cada uno de los bloques (edificios), cafeterías, restaurantes y bloques externos al campus central de Robledo.

Finalmente, con los resultados obtenidos, se prevé la intervención por parte de las instancias administrativas de la universidad para implementar medidas de manejo a las problemáticas identificadas, así como la potencialización de planes y programas que actualmente se

desarrollan en materia de gestión ambiental. De la misma manera, se busca que las instituciones de educación superior se reconozcan como entes generadores de altas cantidades de residuos, al igual que las organizaciones productivas o de servicios; y que por lo tanto se requiere de la implementación de estrategias de sostenibilidad que conduzcan a la consecuente minimización de impactos ambientales negativos, al cumplimiento normativo y, por ende, que se beneficien por la no imposición de multas y sanciones por parte de los entes de control.

Materiales y métodos

La cuantificación de los residuos sólidos no peligrosos que se generan en el Campus de Robledo, así como su composición física (tipología por tipo de residuo), se llevó a cabo durante el periodo comprendido entre el 17 y el 24 de febrero del año 2020, donde se pesó la totalidad de los residuos generados en cada uno de los bloques (edificios), incluyendo cafeterías y restaurantes, así como los bloques externos aledaños al campus.

Se hizo una recolección diaria en los puntos de entrega de las bolsas plásticas de colores (verde, beige y gris), cuyas especificaciones técnicas son las siguientes: espesor de 1.6 mm y de capacidad de 25 kg, las cuales

estaban diferenciadas por tipo de residuo; el personal de la empresa encargada del aseo interno las llevó a acopios intermedios y a contenedores de volumen variable (en su mayoría de 55 galones de tipo plástico), ubicados en los exteriores de cada bloque.

Previamente se dio instrucciones y capacitación al personal de la empresa de aseo interna para que marcaran las bolsas plásticas con el número del bloque, a fin de identificar los lugares de origen de los RS. Una vez recolectadas, se llevaron al centro de acopio del campus y se procedió a abrir las bolsas, clasificando y pesando los residuos en una báscula digital de 200 kg de capacidad, calibrada cada año. Se usaron las siguientes categorías, para establecer su composición física, a través de su porcentaje de participación. Es importante aclarar que las categorías que se describen a continuación corresponden a los nombres comerciales usados en el país, razón por la cual la cooperativa Recimed clasifica los RS acorde con dichas categorías:

- Ordinarios e inertes: corresponde a los residuos no aprovechables o que no pueden ser reconvertidos en subproductos o materia prima para diversos procesos productivos, y por lo tanto deben ser dispuestos en rellenos sanitarios para su disposición final.
- Orgánicos: son todos aquellos excedentes de la preparación y consumo de alimentos, y son producidos en su mayoría por las cafeterías y restaurantes del campus. También se encuentra la borra, cuncho o viruta del café.

- Aprovechables: son todos aquellos elementos sólidos susceptibles de aprovechamiento para su reincorporación a un proceso productivo.
- Cartón: corresponde a las cajas de cartón corrugado en las que se embalan o empacan productos.
- Archivo: son hojas de papel de cuaderno, hojas bond carta u oficio, propalcote, periódico, revistas y papel publicitario.
- Tetrapack: son los recipientes para el envasado de líquidos como refrescos, jugos y leche. Son los recipientes conformados por cuatro capas, tres de cartón y una de aluminio.
- Plegadiza: es el cartón delgado, flexible y/o plastificado.
- Vidrio: pueden ser de color verde, ámbar o transparente.
- Vasos de papel-cartón: utilizados en el consumo de bebidas como café y jugos.
- Platos, vasos desechables y recipientes transparentes: fabricados en poliestireno o polipropileno, donde se distribuyen bebidas, ensaladas, frutas y alimentos.
- PET: son los recipientes utilizados para el almacenamiento de líquidos y bebidas. La mayor cantidad corresponde a botellas para el consumo personal de bebidas (< 300 ml).
- Plástico tipo pasta: corresponde a los materiales plásticos diferentes al PET y desechables transparentes en los que se envasan productos alimenticios como yogures y avenas, entre otros; o donde hay

lapiceros, marcadores, recipientes de productos de aseo, partes o piezas de sillas, mesas, etcétera.

- Bolsas plásticas: fabricadas en polietileno de alta y baja densidad, limpias o impregnadas de líquidos, aceites o alimentos.
- Aluminio: son las latas en las cuales se envasan alimentos y bebidas.
- Chatarra: corresponde a materiales ferrosos o no ferrosos.
- Materia vegetal: aunque este tipo de residuo no se encontraba dentro del alcance de la caracterización, se encontraron hojas de árboles, así como hierba generadas por el mantenimiento de zonas verdes del campus.
- Residuos peligrosos: aunque el campus cuenta con una ruta diferenciada para la recolección y gestión externa de residuos peligrosos, se encontraron residuos de riesgo biológico y químico mezclados con los demás residuos objeto de la caracterización.

Se aclara que no se determinó una muestra estadística para seleccionar una porción de residuos en su caracterización. Se pesó la totalidad de los residuos generados en una semana, a fin de conocer valores reales y no aproximados. Los lineamientos técnicos para la determinación del periodo de muestreo, composición física, producción per cápita y prueba de densidad se tomaron a partir de lo dispuesto en la norma técnica ASTM D5231-92 (Management, , A. C. D.-34 on W, 2008), a lo establecido en el método sencillo del análisis de residuos sólidos CEPIS/OPS (Sakurai, 2000) y al documento de procedimientos

estadísticos para la caracterización de RS (Cantanhede, Monge, Sandoval-Alvarado, & Caycho-Chumpitaz, 2005).

También se hizo la prueba de densidad, que consistió en depositar los residuos en un recipiente de volumen y peso conocido. Los residuos sin clasificar se pusieron en el recipiente sin ser compactados o apisonados al interior de éste. Sólo se homogeneizaron los RS, de tal forma que quedara el menor espacio entre ellos. Para el cálculo de dicho parámetro se requirió el peso de los residuos (se obtuvo al hacer una diferencia entre el recipiente lleno y vacío) y el volumen que ocupaban en un recipiente determinado. La fórmula usada fue la siguiente:

$$\rho_{RS} = \frac{W_{RS}}{V_{caneca}} = (kg/m^3)$$

La prueba se realizó por cuatro días, por triplicado, para tener el menor grado de incertidumbre. Se usaron los siguientes datos:

- Peso de la caneca vacía: 2.32 kg
- Volumen del recipiente: 60 litros

Resultados y discusión

A continuación se presentan los resultados obtenidos en la caracterización, discriminando cantidades totales por bloque y por tipología de residuos.

Durante la semana de muestreo se produjeron alrededor de 1 145.9 kg de residuos en el campus, para un promedio diario de 163.7 kg. Se puede identificar que las cafeterías y/o restaurantes son las mayores productoras de residuos (50.39 %), seguido de los bloques con un 49.61%, debido a la gran afluencia de estudiantes por la presencia de aulas de clase, laboratorios, salas de estudio y gimnasio.

Los resultados mostraron que el martes es el día de mayor generación de residuos en el campus, con un valor de 223.9 kilos, seguido del día viernes con 215.6 kilos. De acuerdo con información suministrada por la Dirección de Planeación, algunos de estos días coinciden con los de mayor presencia de estudiantes debido a la programación académica que se realiza en el campus, situación que incide en el incremento en la cantidad de RS. Los fines de semana, la generación baja considerablemente, toda vez que la oferta académica en esos días es muy baja, además de que hay poca presencia de empleados.

La Figura 1 presenta el peso y el porcentaje de contribución de los residuos aprovechables y no aprovechables producidos en el periodo de

estudio, distribuidos en residuos aprovechables (vidrio, papel, cartón, plásticos, etc.), orgánicos y no aprovechables como ordinarios e inertes.

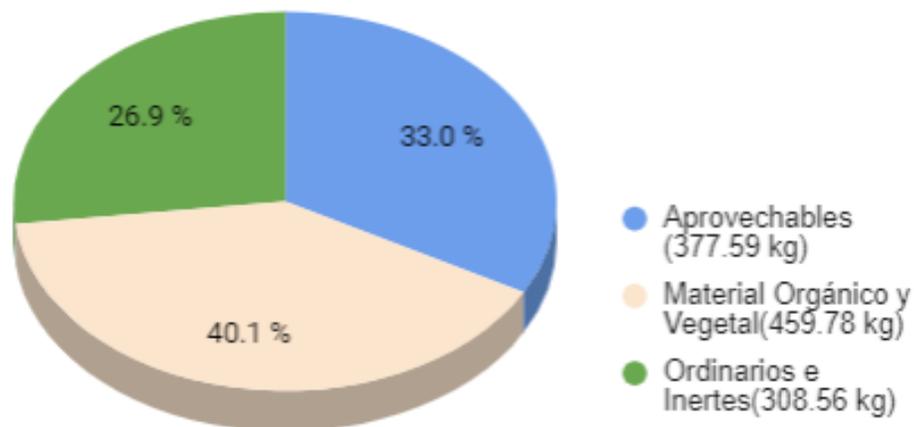


Figura 1. Distribución porcentual de residuos aprovechables y no aprovechables.

En la Figura 1 se observa que los residuos de naturaleza orgánica y vegetal son los de mayor contribución, con un 40.1 %. Cabe resaltar que la mayoría de los residuos orgánicos provienen de las cafeterías y restaurantes del campus, y destacan los restos de frutas y verduras, sobras de alimentos, huesos y alimentos descompuestos, entre otros, que en su mayoría tienen altos contenidos de humedad y líquidos, lo que incrementa su peso; al evaluar resultados de otros estudios de Meza y Briceño (2013), Ruiz-Morales (2012), Caldera (2016), y Armijo-de-Vega, Ojeda-Benítez y Ramírez-Barreto (2008), se encuentra que el porcentaje

de contribución de este tipo de residuos es de 37, 50.6, 15 y 30.8 %, respectivamente; se establece entonces que el total de estos residuos puede variar mucho de acuerdo con las condiciones de cada institución universitaria; es decir, si son públicas o privadas, el nivel adquisitivo de los estudiantes, los patrones de consumo y tipo de alimentación, entre otras variables. En dicha categoría también se incluyó el material vegetal, ya que en algunos días del estudio se encontraron hojas y ramas de árboles, pese a la directriz de la coordinación de Aseo de la Sede de que estos residuos fueran dispuestos en las zonas verdes, a fin de que no se recolectaran por la empresa de aseo de la ciudad, y por ende no se incrementara el costo de la factura asociado con tal servicio.

Los residuos aprovechables representan el 33 % del total de los residuos, donde el 12.5 % corresponde a plásticos (pasta, bolsas, vasos y platos transparentes y PET); el 11.2 % a papel y cartón (incluido plegadiza, vasos de papel y tetrapack); el 7.8 % a vidrio, y el 1.47 % a metales ferrosos y no ferrosos (chatarra y aluminio) (Figura 2). Todos estos son materiales catalogados como aprovechables, por lo tanto, la empresa encargada de la recuperación de estos (Recimed) los puede comercializar a través de sus intermediarios y reincorporarse en la cadena productiva. Este porcentaje podría incrementarse si se mejorara la separación en la fuente y se garantizara el uso de recipientes adecuados que permitieran tal fin. Otros estudios en universidades colombianas, como la Universidad del Bosque y la Universidad Pontificia Bolivariana (UPB) seccional Bucaramanga, muestran porcentajes aproximados para este tipo de residuos del 26.7 y 44.2 %, respectivamente (Meza &

Briceño, 2013; Montoya-Rodríguez & Martínez, 2013); los resultados obtenidos siguen la tendencia de las instituciones en el contexto del país. En el caso del estudio de Barrientos (2010), donde las tasas de generación de papel y cartón, vidrio, plástico y metales fueron del 82, 8, 4 y 2 %, respectivamente, los valores coinciden para el vidrio y los metales, pero difieren para plástico, papel y cartón. Este último porcentaje obedece a que, en dicho estudio, se contabilizó el papel y cartón generado en el área de publicaciones, situación que para el caso de la Universidad estudiada no aplica. Al comparar los valores obtenidos con el estudio de la universidad Lasallista (Quintana & Echeverri, 2004), el cual reporta valores de 50.14 % para papel; 8.33 % para vidrio; 20.74 % para plástico; 0.21 % para latas, y 20.57 % para cartón, se encuentra entonces que el valor más similares el del vidrio, toda vez que los demás materiales aprovechables están muy por encima de los valores encontrados. Esto puede obedecer a que actualmente se promueve en la universidad la sustitución de plásticos y de papel, lo cual propicia el empleo de envases reusables, la prohibición de plásticos de un solo uso y la documentación electrónica para disminuir el consumo de papel.

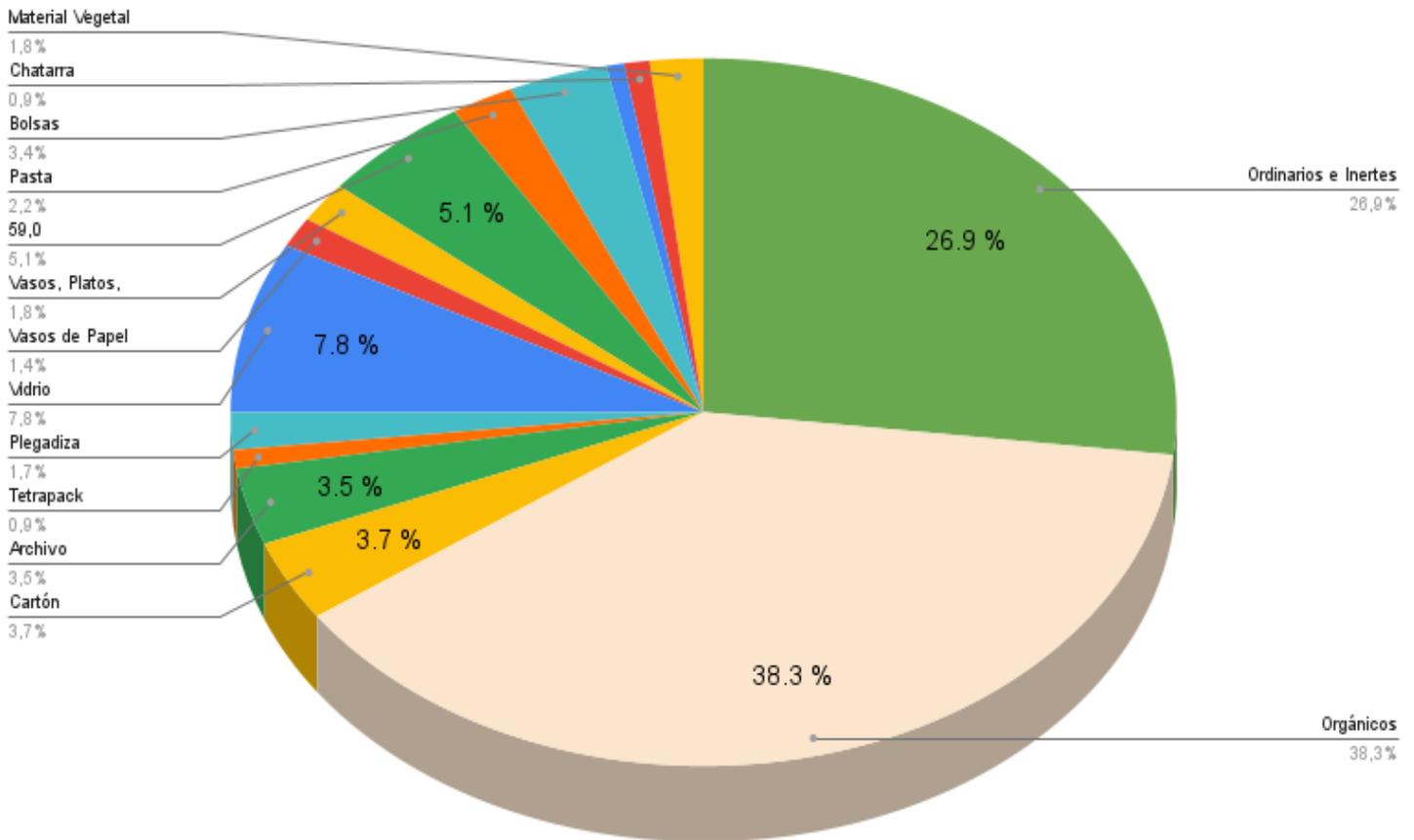


Figura 2. Distribución porcentual de la composición física de los residuos de la Facultad de Minas.

Los residuos ordinarios e inertes representan el 26.9 % (44.1 kg/día); este valor de contribución varía mucho de acuerdo con la metodología usada en cada estudio en las diferentes universidades de Latinoamérica.

Comparando este valor con el del estudio de la Universidad de Costa Rica (Barrientos, 2010), se encontró que en este estudio los residuos inertes corresponden a 606.7 kg/día, valor que es mucho mayor al del estudio de referencia. Esta situación obedece principalmente a que en la Universidad de Costa Rica la población estudiantil, docentes y administrativos es de 9 000 personas, tres veces más que la de la Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín; además, en el primer caso el proceso de separación en la fuente es nula, lo que conduce a la se pierda mayor cantidad de residuos para su posterior aprovechamiento, y por lo tanto se convierten en residuos ordinarios o inertes que se llevarán a un relleno sanitario.

La Figura 3 presenta cómo se distribuyen los residuos según la fuente de generación: el 50.4 % corresponde a los residuos de cafeterías y restaurantes; el 49.6 %, a los generados en las actividades misionales de la universidad en cada uno de los bloques del campus.

■ BLOQUES ■ CAFETERÍAS

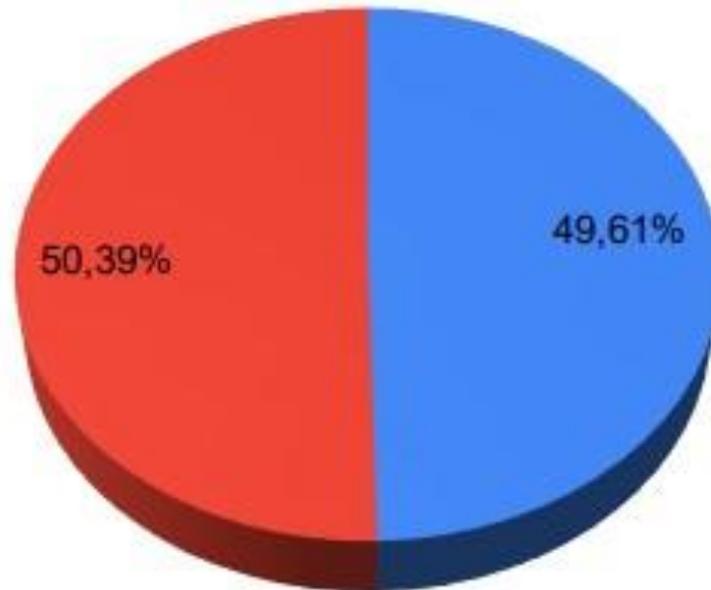


Figura 3. Distribución porcentual de residuos en bloques y cafeterías y restaurantes.

En los resultados se observa que en casi todos los bloques los residuos aprovechables son los de mayor generación; esto muestra que si se hace un correcto manejo y gestión de ellos se pueden reciclar y volver a introducirlos a la cadena productiva, disminuyendo el valor de la tarifa de aseo; en las cafeterías, los residuos orgánicos son los de mayor generación, acorde con la naturaleza de sus actividades (preparación de alimentos). También se producen residuos aprovechables producto de la venta de productos comestibles, distribución de bebidas y alimentos en

plástico y vidrio, y embalaje de comidas, entre otros. Estos resultados concuerdan con estudios similares de Armijo-de-Vega *et al.* (2008) y Caldera (2016), donde se realizaba una caracterización de los residuos por bloques, donde los edificios administrativos y estudiantiles tenían una mayor generación de residuos aprovechables, mientras en las zonas de comida predominaba la generación de residuos de alimentos.

Con todo lo anterior se tiene que la producción total promedio diaria en el campus es de 163.7 kg, siendo los residuos orgánicos los de mayor aporte en peso con 65.7 kg/día, seguidos por los residuos aprovechables con 53.9 kg/día, y los ordinarios e inertes con 44.1 kg/día.

Además se comparó la producción de residuos en diferentes periodos de tiempo. La Tabla 1 muestra la variación en la producción total por tipo de residuos de RS en el campus de los años 2011, 2016 y 2020. Los valores presentados de los dos primeros años se tomaron del Plan de manejo integral de RS PMIRS y su actualización (Oficina de Gestión Ambiental, U. N. de C. S. M., 2016), los cuales fueron suministrados por la oficina de Gestión Ambiental de la sede. Se puede evidenciar que la producción total de residuos se redujo un 43.4 % en 2020, comparado con 2016, pese a que la población estudiantil se ha incrementado en los últimos años. Una posible causa de esta situación podría obedecer a la anormalidad académica que se presentó desde el año 2018, y aunque la caracterización se realizó en una semana en la cual se presentaban condiciones normales de funcionamiento del campus, se presenta menor cantidad de estudiantes, toda vez que al estar el semestre fraccionado entre el 2019 y 2020, algunos estudiantes cancelaron asignaturas y se

han ausentado para la realización de prácticas académicas, entre otras causas.

Tabla 1. Comparación de la producción por tipo de RS en el campus de Robledo 2011, 2016 y 2020.

| Tipo de residuo | 2011 | 2016 | 2020 |
|---------------------------------------|-------|-------|-------|
| Ordinarios e inertes (kg/día) | 81.2 | 116.5 | 44.1 |
| Orgánicos y material vegetal (kg/día) | 31.4 | 71.7 | 65.7 |
| Aprovechables (kg/día) | 22.5 | 97.2 | 53.9 |
| Total (kg/día) | 134.9 | 285.4 | 163.7 |

Al realizar la comparación entre cada año, en la Figura 4 se puede percibir que todos los tipos de residuos son generados en mayor cantidad en el año 2016, donde es importante anotar que la fracción de residuos ordinarios e inertes ha disminuido considerablemente (33.11 %) entre el 2011 y el 2020, situación que podría obedecer a las campañas de sensibilización que se han implementado interna y externamente al campus para mejorar los hábitos de consumo y separación en la fuente; a la instalación de los recipientes que permiten la separación de residuos en algunas zonas; a los esfuerzos emprendidos por las diferentes instancias en materia de RS; y al incremento en los tipos y cadenas de comercialización, lo cual favorece que más residuos se aprovechen y no se lleven a disposición final. El porcentaje de los residuos aprovechables

ha permanecido constante en los diferentes años; no obstante, estas tasas podrían mejorarse si se promueve una mayor separación, garantizando recipientes, cambios de hábitos y patrones de consumo, etcétera. Por último, en relación con los residuos orgánicos, se observa que las tasas se incrementaron en un 15 % con respecto a 2016 y en 16.9 % con respecto a 2011. Una posible causa es que se ha ampliado la cobertura en el bono alimenticio para los estudiantes, lo cual incide en mayor demanda de alimentos por parte de los alumnos, además de la apertura de una nueva cafetería en el bloque M10, con mayor oferta en alimentación para toda la comunidad académica.

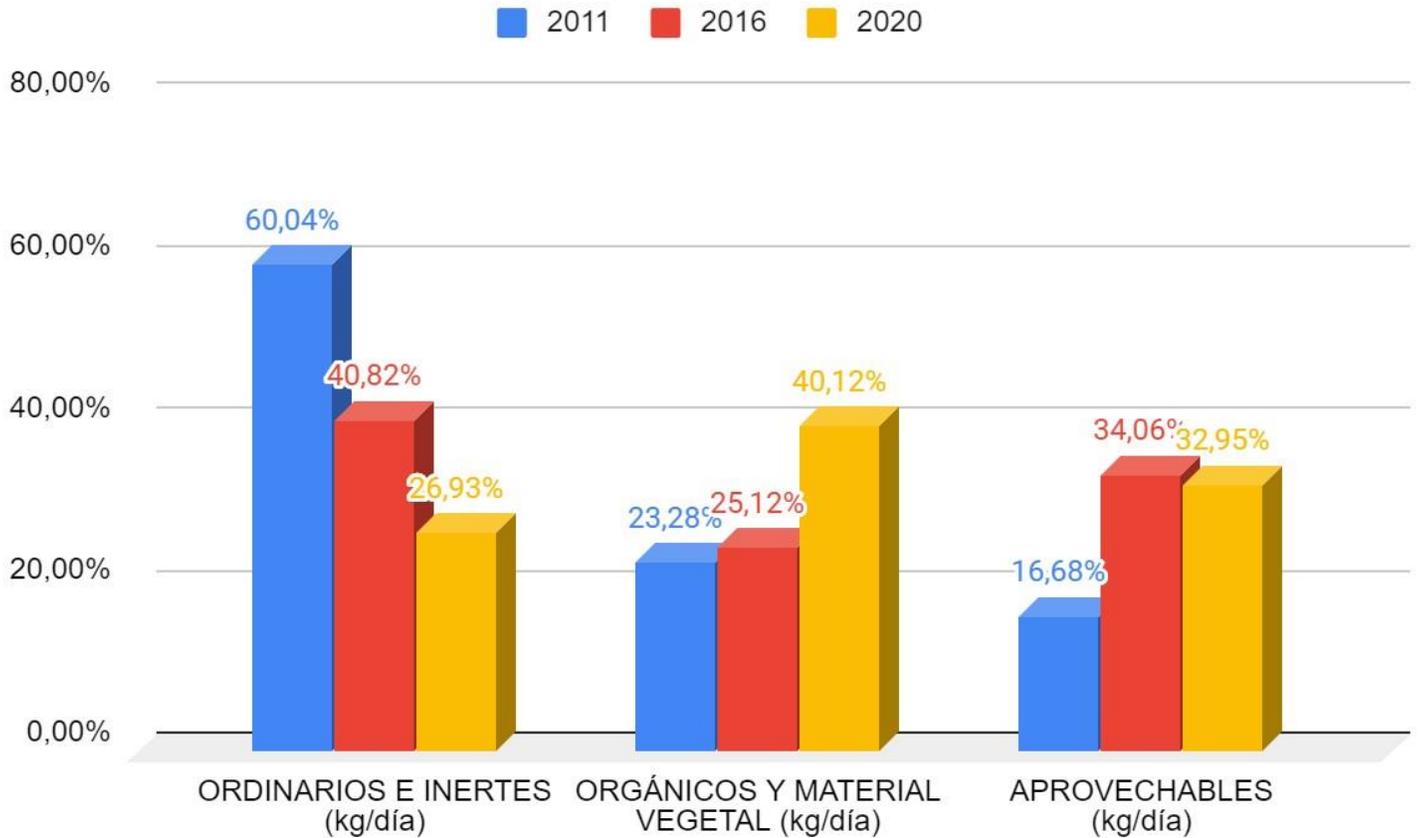


Figura 4. Distribución porcentual de la producción por tipo de RS en el campus Robledo 2011, 2016 y 2020.

Producción per cápita

De acuerdo con información suministrada por la oficina de Gestión Ambiental de la Sede, la población total en el campus Robledo es de 7 663 personas, con 6 945 estudiantes de pregrado y posgrado; y 718 empleados, incluyendo docentes, administrativos, contratistas, y personal de aseo y vigilancia.

Para el cálculo de la ppc se usan los datos de la población en el campus (estudiantes, empleados y contratistas, entre otros) y la producción promedio diaria de residuos; sin embargo, para este caso, como no puede afirmarse que todos los estudiantes matriculados permanecen diariamente en el campus, se procedió a indagar en otras fuentes de información que permitieran tener un mayor acercamiento de la ocupación real de los estudiantes en las instalaciones del campus. En tal sentido, la Dirección de Ordenamiento y Desarrollo Físico de la sede lleva un registro de las aulas disponibles, así como su ocupación por periodo académico, estableciendo entonces que fueron ocupadas en promedio por 2 317 estudiantes diariamente. Así, se tomó dicho valor para los estudiantes, y 718 para empleados y contratistas, para una población total de 3 038 personas, y una producción diaria de residuos de 163.7 kg/día. Por todo lo anterior, la ppc para el campus Robledo es de 0.054 kg/persona-día.

Al comparar el valor de la ppc calculada para el campus con otros reportados por la literatura, se evidencia que ésta no difiere sustancialmente de otras investigaciones. Por ejemplo, en el plan de manejo de residuos de la Universidad de 2016 se determinó una ppc de 0.11 kg/persona-día, valor superior al calculado en el presente estudio; no obstante, la producción de residuos en ese periodo fue de 285.5 kg/día, casi el doble de la producción actual, razón por la cual la ppc es mayor. En el estudio de la caracterización de RS de la Universidad Pontificia Bolivariana de la ciudad de Bucaramanga, Colombia, se obtuvo un valor de la ppc del orden de 0.062 kg/persona-día, y una producción diaria de 408.18 kg/día. Esta caracterización da cuenta de que el valor obtenido para el campus de Robledo está por debajo de la obtenida en dicho estudio. Tal situación podría relacionarse con que en el campus se ubica la Facultad de Minas, la cual es la facultad de ingeniería más grande del país y que por tratarse de una universidad pública, la demanda académica es mucho mayor a la de una universidad privada, y por lo tanto tendrá mayor cantidad de estudiantes matriculados, lo que hace que al relacionar la producción total con el número de estudiantes sea mucha menor. Además, por tratarse de una universidad pública, los niveles adquisitivos de los estudiantes son menores a los de una privada, situación que va ligada directamente con los patrones de consumo y la generación de residuos. Se destaca que en el estudio de la Universidad Pontificia Bolivariana se incluyó en el cálculo de la ppc los residuos de jardinería, situación que incide en el valor de la ppc. Para el caso particular, los residuos de jardinería y mantenimiento de zonas verdes no se tomaron en cuenta en su totalidad, a excepción de dos días que llegó

una fracción de ellos, mezclados con los demás residuos caracterizados. Finalmente, estudios realizados en universidades mexicanas presentaron una ppc de 0.098 kg/persona-día para la UNAM (Facultad de Ingeniería, 2011); 0.33 kg/persona-día para la Universidad Iberoamericana (Ruiz-Morales, 2012), y 0.05 kg/persona-día para la Universidad Autónoma de Baja California (UABC) (Armijo-de-Vega *et al.*, 2008). Por lo anterior, se concluye que la Universidad Iberoamericana, de carácter privado, tiene una mayor ppc que la población objeto de estudio y que de las otras dos universidades mexicanas descritas (de carácter público); esto corrobora que la ppc se incrementa en universidades privadas debido a mayor poder adquisitivo y, por ende, consumo, lo cual se ve representado en la generación de residuos sólidos.

Prueba de densidad

Las densidades permiten determinar la tipología de recipientes y el dimensionamiento de los centros de acopio. La Tabla 2 presenta la densidad de los RS en el recipiente. De allí se puede establecer que el valor promedio es bajo en comparación con los datos que reporta la literatura para los RS urbanos, toda vez que se relacionan densidades del orden de 200 kg/m³ (Sakurai, 2000). Este valor podría obedecer a

que en la prueba de densidad no se incluyeron los residuos provenientes de las cafeterías, especialmente los de tipo orgánico, lo cual incide en un menor aporte en peso. Sólo se tomaron las bolsas de color verde de los diferentes bloques, excepto, como ya se ha mencionado, los de las cafeterías que están separados del resto de los residuos. En caso de utilizar este dato para efectos de diseño de sistemas de aprovechamiento, o dimensionamiento de centros de acopio, se recomienda realizar nuevamente la prueba, incluyendo el peso real de los residuos orgánicos.

Tabla 2. Densidad de los residuos en el recipiente

| Día | W₁ | W₂ | W₃ | W_{prom} | Densidad (kg/m³) |
|--------------------------|----------------------|----------------------|----------------------|-------------------------|--|
| Martes | 5.16 | 6.08 | 5.1 | 5.4 | 52.1 |
| Miércoles | 4.6 | 6.14 | 6.9 | 5.9 | 59.3 |
| Jueves | 4.95 | 6.01 | 5.75 | 5.6 | 54.2 |
| Viernes | 5.54 | 5 | 5.9 | 5.5 | 52.7 |
| Densidad promedio | | | | | 54.6 |

En el estudio de caracterización de RS de la Universidad LaSallista en Colombia (Quintana & Echeverri, 2004), la densidad de compactación fue de 300 kg/m³, valor cinco veces mayor al del presente estudio; esta situación podría obedecer a que en el estudio de la Universidad LaSallista

para determinar la densidad se incluyeron residuos de restos de alimentos y material vegetal, que representan mayor peso por unidad de volumen, lo que ocasiona un incremento en el valor de la densidad.

Propuestas de intervención

De acuerdo con las situaciones encontradas en la caracterización, se proponen las siguientes medidas de intervención, asociadas con la gestión de los RS en el campus universitario:

- Diseñar e implementar una campaña educativa para lograr una mayor tasa de separación en la fuente, especialmente en las áreas administrativas (oficinas de empleados y docentes). toda vez que se evidenció gran cantidad de materiales mezclados, lo cual reduce la posibilidad de ser aprovechados posteriormente a través de diferentes procesos. Se propone que estas campañas se implementen dos veces al año, en las cuales se muestren las diferentes estrategias desarrolladas, con el fin de dar a conocer los diferentes resultados de estas estrategias y así poder involucrar de forma integral la comunidad universitaria frente a los temas ambientales.

- Hacer seguimiento a los laboratorios de la sede en cuanto a la separación de residuos peligrosos y no peligrosos debido a que se encontraron residuos como residuos de aparatos eléctricos y electrónicos (RAEE), guantes, medicamentos, reactivos, etcétera, sobre todo en los bloques donde están laboratorios de docencia e investigación.
- Realizar caracterizaciones anuales a fin de establecer comparativos y evaluar el grado de cumplimiento de las metas propuestas por las diferentes instancias encargadas de la gestión de residuos sólidos en el campus.
- Iniciar el proceso de cambio de los recipientes actuales con base en el código de colores institucionalizados a partir de la normatividad colombiana (Resolución No. 2184 de 2019), lo cual permitirá llevar a cabo una separación de diferencias por tipo de residuo.
- Restringir el uso de poliestireno expandido u otro tipo de empaque de alimentos suministrados en eventos académicos o restaurantes externos, evitando que se incremente la generación o poca posibilidad de aprovechamiento al interior del campus. En este sentido, se propone la creación de un protocolo y norma interna en la que se relacione la tipología de empaques que se deben usar en el suministro de alimentos (refrigerios, estaciones de café, almuerzos, o cualquier servicio de alimentación) en eventos académicos y sociales programados por docentes y personal administrativo.

- Elaborar un protocolo con el Área de Bienestar para que las cafeterías puedan hacer un adecuado embalaje de vasos y loza quebrada, así como de cuchillos y material cortopunzante, pues se evidenció en la caracterización que se entregaron al personal de recolección sin ningún tipo de envoltura o embalaje, lo cual pone en riesgo al personal que lo manipula.
- Instalar un punto de acopio de RAEE, de tal forma que el campus pueda disponer de algunos de estos residuos que se generan en sus actividades cotidianas, como audífonos, computadores y tabletas, entre otras.
- Disminuir el uso de papel en las diferentes dependencias y actividades de la universidad, incentivando el uso de medios electrónicos.
- Rediseñar rótulos para las canecas, donde tengan información escrita y gráfica acerca de los residuos correspondientes para cada uno, toda vez que, a la fecha, muchos recipientes no disponen de ellos o están deteriorados.
- Enviar correos masivos a la comunidad universitaria mostrando algunos resultados e imágenes de la caracterización actual, incluyendo las recomendaciones más relevantes para impactar y generar conciencia colectiva.
- Establecer un programa de aprovechamiento de residuos orgánicos en el campus Robledo mediante el uso de compostaje, pacas y/o biodigestores para generar abono, que sea aprovechable dentro de las mismas instalaciones.

- Capacitar al personal de aseo y de las cafeterías en cuanto al manejo de RS, con el fin de tener un mejor manejo y disposición de los residuos generados.
- Evaluar algunas alternativas que ofrece el mercado para la comercialización y el aprovechamiento de materiales como plástico, vidrio y metales, como recambio de botellas por incentivos; llenado de botellas de PET con empaque de comestibles; uso de botellas reusables para el consumo de líquidos en las cafeterías y restaurantes, entre otras.
- Incentivar a los docentes y grupos de investigación para que se propongan iniciativas de manejo y transformación de residuos en sus investigaciones, para contribuir a una problemática local y, en general, de toda la comunidad.
- Solicitar a la empresa de aseo municipal un reaforo de residuos sólidos, para buscar una reducción en la tarifa de aseo, toda vez que una porción importante de RS es aprovechable; dichos residuos no son recolectados en el servicio ordinario para ser llevados al relleno sanitario, sino que son recuperados internamente por Recimed para su comercialización.

Conclusiones

- En los bloques del campus hay una mayor generación de residuos aprovechables, lo cual evidencia su potencial para su valorización en el mercado y reincorporación a la cadena productiva, además de la posibilidad de implementar campañas para disminuir la generación de residuos como plásticos de un solo uso y papel en cada uno de los edificios.
- Se evidencia una mala cultura frente al tema de la separación en la fuente por parte de la comunidad universitaria debido a que los RS se encontraron mezclados en las diferentes bolsas, lo cual dificulta su caracterización y posterior aprovechamiento.
- Los residuos orgánicos son los de mayor producción en peso (40.1 %), lo cual muestra un elevado potencial de aprovechamiento, que disminuiría de forma significativa la cantidad de residuos recolectados por parte de la empresa de aseo; además representaría un ahorro económico para la universidad por la disminución de la tarifa de aseo; también muestra la posibilidad de generar programas de aprovechamiento de residuos, por lo que es recomendable el uso de compostaje y/o biodigestores para generar abono, que sea aprovechable dentro del campus.

- La generación promedio diaria de residuos aprovechables es de 53.9 kilogramos, es decir el 33 % del total, por lo tanto la empresa encargada de la recuperación de los mismos (Recimed), los puede comercializar a través de sus intermediarios. Este porcentaje podría incrementarse de mejorarse la separación en la fuente y garantizando recipientes que permitan tal fin.
- La ppc en el campus Robledo fue de 0.054 kg/persona-día. Tal valor está por debajo de otros estudios de caracterización de residuos en instituciones de educación superior, lo cual puede obedecer a los niveles adquisitivos y patrones de consumo de la población universitaria, especialmente la estudiantil, incidiendo en que la generación de RS sea menor.

Referencias

- Adeniran, A. E., Nubi, A. T., & Adelopo, A. O. (2017). Solid waste generation and characterization in the University of Lagos for a sustainable waste management. *Waste Management*, 67, 3-10.
- Armijo-de-Vega, C., Ojeda-Benítez, S., & Ramírez-Barreto, M. E. (2008). Solid waste characterization and recycling potential for a university campus. *Waste Management*, 28(Suppl. 1), S21-S26. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.wasman.2008.03.022>
- Barrientos, Z. (2010). Generación y gestión de residuos sólidos ordinarios en la Universidad Nacional de Costa Rica: patrones cuantitativos y

- sociológicos. *UNED Research Journal*, 2(2), 135-145. Recuperado de <https://doi.org/10.22458/urj.v2i2.154>
- Caldera, Y. (2016). Manejo integral de los residuos sólidos en un núcleo universitario. *Impacto Científico*, 11(2), 22-36. Recuperado de <https://produccioncientificaluz.org/index.php/impacto/article/view/34755>
- Cantanhede, Á., Monge, G., Sandoval-Alvarado, L., & Caycho-Chumpitaz, C. (2005). Procedimientos estadísticos para los estudios de caracterización de residuos sólidos. *Revista AIDIS de Ingeniería y Ciencias Ambientales. Investigación, Desarrollo y Práctica*, 1(1). Recuperado de <https://www.revistas.unam.mx/index.php/aidis/article/view/13553>
- Coyago, E., Gonzales, K., Heredia, E., & Sánchez, R. G. (2016). Recomendaciones para la caracterización y cuantificación de residuos sólidos universitarios. Caso de estudio: Universidad Politécnica Salesiana, Campus Sur, Quito. *La Granja*, 23(1), 68-79.
- Delgado, O. B. (2011). Propuesta de un plan de manejo para los residuos generados en la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. *Ciencia Nicolaita*, 54, 71-81.
- Management, A. C. D.-34 on W. (2008). *Standard test method for determination of the composition of unprocessed municipal solid waste*. West Conshohocken, USA: ASTM International.

- Alcaldía de Medellín. (2015). *Actualización del Plan de Gestión Integral de Residuos Sólidos (PGIRS) del Municipio de Medellín*. Medellín, Colombia: Alcaldía de Medellín.
- Meza, L. E. C., & Briceño, M. L. (2013). Evaluación del manejo de residuos sólidos en la Universidad Pontificia Bolivariana seccional Bucaramanga. *Facultad de Ingeniería*, 22(34), 71-84. Recuperado de <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=413940773008>
- Montoya-Rodríguez, C., & Martínez, P. (2013). Diagnóstico del manejo actual de residuos sólidos (empaques) en la Universidad El Bosque. *Producción + Limpia*, 8(1), 80-90. Recuperado de http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1909-04552013000100006&lng=en&tlng=es
- Oficina de Gestión Ambiental, U. N. de C. S. M. (2016). *Plan de manejo integrado de residuos*. Medellín, Colombia: Universidad Nacional de Colombia.
- Quintana, O. C., & Echeverri, S. M. P. (2004). Impacto del manejo integral de los residuos sólidos en la corporación universitaria lasallista. *Revista Lasallista de Investigación*, 1(1), 15-21. Recuperado de <http://hdl.handle.net/10567/174>
- Ruiz-Morales, M. (2012). Caracterización de residuos sólidos en la Universidad Iberoamericana, Ciudad de México. *Revista Internacional de Contaminación Ambiental*, 28, 93-97.

- Sakurai, K. (2000). *Método sencillo del análisis de residuos sólidos*. Lima, Perú: Centro Panamericano de Ingeniería Sanitaria y Ciencias del Ambiente, y Organización Panamericana de la Salud.
- Medellín Cómo Vamos. (2018). *Informe de calidad de vida de Medellín, 2018*. Recuperado de <https://www.medellincomovamos.org/informe-de-calidad-de-vida-de-medellin-2018>
- Vargas, O., Alvarado, E., López, C., & Cisneros, V. (2015). Plan de manejo de residuos sólidos generados en la Universidad Tecnológica de Salamanca. *Revista Iberoamericana de Ciencias*, 2(5), 83-91.
- Vera-Toledo, P., Nájera-Aguilar, H. A., García-Lara, C. M., & Solís-López, M. (1970). Manejo de residuos sólidos no peligrosos en una institución de educación superior. *Espacio I+D: Innovación Más Desarrollo*, 5(12 SE-Artículos). Recuperado de <https://doi.org/10.31644/IMASD.12.2016.a06>

DOI: 10.24850/j-tyca-14-01-02

Artículos

Estimación de la variación en la recarga del acuífero costero en Mar de las Pampas, Argentina, con base en cambios del uso del suelo

Estimation of recharge variation in the coastal aquifer in Mar de las Pampas, Argentina, based on land cover changes

Leonardo Sánchez-Caro¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-2026-1999>

Silvina C. Carretero², ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-5023-7124>

Fernanda J. Gaspari³, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-0676-9107>

Alfonso M. Rodríguez Vagaría⁴

¹Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE), Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina/Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Buenos Aires, Argentina, leonardo.sanchezcaro@fcnym.unlp.edu.ar

²Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE), Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina/Consejo Nacional de



Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Buenos Aires, Argentina, scarretero@fcnym.unlp.edu.ar

³Cátedra de Manejo de Cuencas Hidrográficas, Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, Universidad Nacional de La Plata (UNLP), La Plata, Argentina, gasparifernanda@gmail.com

⁴Cátedra de Manejo de Cuencas Hidrográficas, Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, Universidad Nacional de La Plata (UNLP), La Plata, Argentina, alfonsovagaria@gmail.com

Autor para correspondencia: Leonardo Sánchez-Caro, leonardo.sanchezcaro@fcnym.unlp.edu.ar

Resumen

El objetivo de este trabajo es cuantificar la expansión de las áreas forestadas y su efecto sobre la disponibilidad del agua subterránea en la localidad de Mar de las Pampas, Partido de Villa Gesell, Argentina. A partir de imágenes satelitales y fotografías aéreas, mediante el mapeo manual detallado de los tipos de cobertura en la zona de estudio, se realizó un análisis multitemporal del uso del suelo para los años 1975, 1997 y 2014. Se calcularon balances hídricos a partir de datos de precipitación, teniendo en cuenta las propiedades hidrológicas características del terreno, para asignar un valor de recarga a cada tipo de cobertura. Los resultados indican una reducción de la recarga de un 26 % durante el periodo 1975-2014, lo cual deberá tenerse en cuenta para la planificación

del uso sustentable del recurso hídrico subterráneo en una localidad actualmente en crecimiento.

Palabras clave: acuífero costero, cobertura forestal, teledetección.

Abstract

The aim of this paper is to quantify forested land expansion and its effects on groundwater availability, in Mar de las Pampas town, Villa Gesell District, Argentina. Based on satellite imagery and aerial photographs, through detailed hand-digitizing of land-cover classes in the study area, a multi-temporal analysis of land-cover was made for the years of 1975, 1997 and 2014. Water balances were carried out from precipitation data, considering the distinctive hydrologic properties of the soil, in order to determine recharge values for each land-cover class. The results show a 26% reduction in recharge during the 1975-2014 period; this should be taken into account for planning a sustainable use of groundwater resource, in a locality that is currently under growth.

Keywords: Coastal aquifer, forested land-cover, remote sensing.

Recibido: 11/04/2021

Aceptado: 16/09/2021

Introducción

Las zonas costeras revisten gran importancia desde un punto de vista económico y ambiental debido a que las poblaciones humanas suelen ubicarse cerca o dentro del ambiente costero. Las poblaciones costeras ejercen modificaciones sobre las condiciones naturales del ambiente, lo cual tiene un gran impacto en el equilibrio costero (López & Marcomini, 2011). Uno de los recursos más afectados por estas modificaciones es el agua subterránea, especialmente cuando se trata de ambientes de dunas costeras que albergan lentes de agua dulce (Cozzolino, Greggio, Antonellini, & Giambastiani, 2017).

La evolución a través del tiempo del uso del suelo en una zona determinada tiene un gran impacto en varios aspectos aplicados y en las actividades humanas que se desarrollen en dicha zona. El estudio de los cambios en el uso del suelo ha sido tradicionalmente llevado a cabo a partir de datos de campo y fotos aéreas (Carls, 1947). Este tipo de material solía ser costoso de obtener y demandaba un tiempo considerable en su procesamiento. Actualmente, se usan diferentes combinaciones de distintas fuentes de datos, incluyendo mapas históricos, fotografías aéreas, datos de campo e información de sensores remotos. El principal avance en este tipo de datos reside en la incorporación de imágenes satelitales obtenidas a partir de sensores

remotos que cubren grandes extensiones geográficas e intervalo temporal acorde con las necesidades de los investigadores. Las imágenes satelitales han sido aplicadas con éxito al estudio espacial de distintos tipos de áreas, incluyendo zonas costeras, urbanas, forestadas y agrícolas. Entre otros, fueron llevados a cabo estudios de uso del suelo y cambios en el paisaje (Abd-El-Kawy, Rød, Ismail, & Suliman, 2011; Were, Dick, & Singh, 2013). Un aspecto importante a tener en cuenta, no obstante, es contar con imágenes de resolución espacial adecuada para el estudio de una variable específica en una zona. Un análisis regional puede hacerse con imágenes de baja resolución espacial, pero para poder analizar las variaciones locales deben usarse imágenes de, al menos, una resolución espacial media (30 metros) (Giri, Pengra, Long, & Loveland, 2013).

Es frecuente el uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG) en forma conjunta con las técnicas de sensores remotos, para cuantificar la variación temporal uso del suelo (Shalaby & Tateishi, 2007; Ray, Pijanowski, Kendall, & Hyndman, 2012; Huang, Gilmore-Pontius, Li, & Zhang, 2012). Liu y Yang (2015) utilizaron sensores remotos y SIG aplicados a cambios en cobertura del suelo en áreas urbanas sobre una superficie de aproximadamente 23 000 km². Existen numerosas aplicaciones de los sensores remotos a los estudios hidrológicos e hidrogeológicos; entre ellas, se cuentan el análisis de la variación areal en el tiempo de cuerpos de agua superficiales (Tulbure & Broich, 2013; Xie, Gong, Sun, & Gou, 2014); la identificación de áreas de recarga y descarga naturales (Bobba, Bukata, & Jerome, 1992; Salama, Tapley,

Ishii, & Hawkes, 1994), y de áreas adecuadas para la recarga artificial en regiones áridas (Ghayoumian, Saravi, Feiznia, Nouri, & Malekian, 2007).

Las características del suelo afectan directamente al ciclo hidrológico de una zona, dado que la cobertura del suelo controla los procesos de evapotranspiración, infiltración y escurrimiento superficial que atraviesa el agua proveniente de las precipitaciones. Debido a esto, algunos trabajos se centran en la cuantificación de variaciones temporales en la cobertura impermeable, producto de la urbanización (Weng, 2001; Moukana & Koike, 2008). Gupta, Hasan e Islam (2018) analizaron el avance de la superficie impermeable en Shylet Sadar Upazila, noreste de Bangladesh, entre 1981 y 2016. El análisis fue llevado a cabo a partir de imágenes Landsat mediante la aplicación de tres métodos distintos de clasificación: supervisada; basada en índices (Normalized Difference Vegetation Index, Modified Normalized Difference Water Index), y mediante redes neuronales. El test de bondad de ajuste favorece al último método; no obstante, los autores reconocen que el método más preciso, si bien el más engoroso, es la digitalización manual de las superficies impermeables.

Otros trabajos se centran en la relación entre la vegetación de una zona y sus características hidrológicas. Dripps y Bradbury (2010) estimaron la variación espacial y temporal en la recarga durante el periodo 1996-2000 para una cuenca forestada en el norte de Wisconsin, EUA, mediante el desarrollo de un modelo de balances hídricos diarios en un entorno de Sistemas de Información Geográfica (SIG). Los resultados mostraron un predominio de la recarga en las zonas de pastizales o

deforestadas, en contraste con los bosques de coníferas o de especies caducifolias. La forestación es una actividad antrópica frecuente en ambientes de dunas costeras debido a que la implantación de bosques provee protección contra la erosión y facilita la fijación de las dunas (Kuvan, 2005). A su vez, los ambientes de bosques en dunas costeras proveen servicios ecosistémicos estéticos tanto a los turistas como a los habitantes de una zona (Urbis, Povilanskas, & Newton, 2019). Ranjan, Kazama y Sawamoto (2006) encontraron, a través del modelado numérico de la interfase agua dulce-agua salada en la región costera de la cuenca del río Walawe, Sri Lanka, que la deforestación condujo a un incremento de la recarga de agua subterránea debido al aumento en la evapotranspiración.

En el presente trabajo se analizó la evolución del uso del suelo en un sector de la costa bonaerense, vinculando los aspectos geomorfológicos y forestales como base para la estimación de las modificaciones en la recarga del agua subterránea. Específicamente, el objetivo fue cuantificar la expansión de las áreas forestadas y su efecto sobre la disponibilidad del agua subterránea en la localidad de Mar de las Pampas, Partido de Villa Gesell, Argentina.

A pesar de la importancia del recurso hídrico en la planificación y gestión urbana, aún no hay estudios de este tipo sobre la zona, de forma que este trabajo resulta de utilidad para iniciar la tarea de cuantificar las reservas de agua dulce en el acuífero freático.

Área de estudio

La localidad de Mar de las Pampas se encuentra emplazada en la región geomorfológica conocida como cordón costero, en la costa atlántica de la provincia de Buenos Aires, Argentina (Figura 1). Se centra en los 37° 19' 26" de latitud sur y 57° 01' 30" de longitud oeste, en el Partido de Villa Gesell. Limita al noreste con la localidad homónima; hacia el sur, con la localidad de Mar Azul; hacia el noroeste, fuera de los límites del cordón costero, dentro de la llanura continental, se encuentra el partido de General Madariaga.

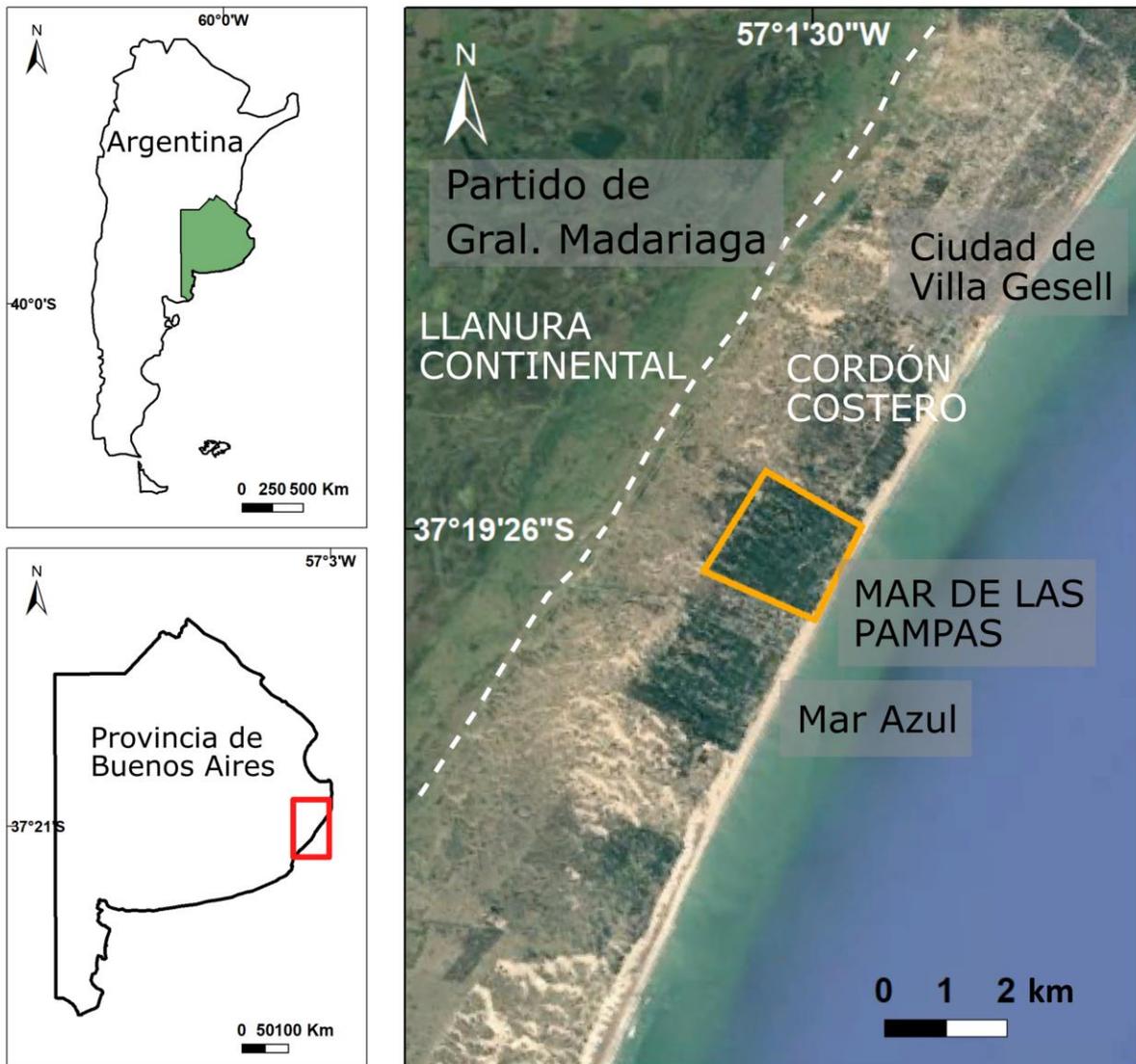


Figura 1. Ubicación del área de estudio.

Los trabajos de fijación de dunas en Mar de las Pampas comenzaron en 1957, cuya planificación de forestación y trazado urbano se aprobó en

1971, donde se recomienda que las calles y manzanas debían adecuarse a la morfología medanosa natural. En 1979 se abrió la comercialización de parcelas, y en 1991 Mar de las Pampas contaba con 71 habitantes estables (INDEC, 1991). Para el año 2010, la población estable había aumentado a 1 797 habitantes (INDEC, 2010). Además, al tratarse de una localidad balnearia, debe tenerse en cuenta el incremento estacional de la población debido a la avenida turística en la época estival: en enero y febrero, el Partido de Villa Gesell recibe entre 130 000 y 170 000 turistas (2014-2017) (INDEC, 2017). El cordón costero presenta en esta región poco más de 3 km de ancho; y en el sector central las dunas se elevan hasta unos 20 msnm (Bértola, Isla, Cortizo, & Turno-Orellano, 2002; Marcomini, 2002). El área de estudio está dentro de la Región II, definida por el Consejo Federal de Inversiones (CFI, 1990). Esta región presenta características geomorfológicas particulares, que tienen un fuerte impacto en su comportamiento geohidrológico. Rodrigues-Capítulo (2015) definió un modelo hidrodinámico para la localidad de Pinamar, que forma parte de la Región II y se ubica a pocos kilómetros de Mar de las Pampas. Según este modelo, la recarga de agua subterránea es de índole local y directa a partir de las precipitaciones. Dada la alta permeabilidad del sustrato arenoso, se considera nulo el escurrimiento superficial, de forma tal que los excesos de agua contribuyen en su totalidad a la infiltración. Una vez alcanzada la zona saturada, el agua se mueve desde la zona central del cordón hacia ambos bordes del mismo. Del lado oeste, una zona de interfase separa el agua dulce del cordón costero del agua salobre contenida en los sedimentos de la llanura continental. Del lado este, se

registra una interfase entre el agua dulce y el agua salada del mar. Esta última fue identificada en el Partido de Villa Gesell por Hurtado, Meleguer y Werner (1987) mediante la realización de estudios geoelectricos.

En esta zona, el acuífero freático se aloja en el cordón arenoso, el cual se originó durante el Holoceno como resultado de la acción conjunta de procesos costeros y procesos eólicos vinculados con la generación y migración de dunas costeras (Violante & Parker, 1992; Violante, Parker, & Cavallotto, 2001). El acuífero costero constituye la única fuente de agua potable para la población. Hasta el año corriente (2020), la extracción fue llevada a cabo mediante pozos particulares, sin embargo, recientemente se concluyó el proyecto de expansión de la red de agua potable que abastecerá a toda la comunidad, y que consistió en la perforación de 32 pozos de 25 m de profundidad en Mar de las Pampas y la localidad contigua, Mar Azul, conectados a dos cisternas de almacenamiento que albergan 300 m³ de agua. Mar de las Pampas aún no cuenta con cloacas, lo que puede ocasionar problemas de contaminación del acuífero por filtración de agua desde los pozos ciegos particulares.

El aumento de la población estable y, sobre todo, el desarrollo turístico de la zona, resultan en una creciente presión de explotación sobre el recurso hídrico. A su vez, debe tenerse en cuenta que el sistema costero tiene particularidades que lo hacen especialmente vulnerable respecto de los problemas con el agua, como son la posibilidad de intrusión salina y la sensibilidad a la contaminación por sobrebombeo.

Materiales y métodos

La metodología de trabajo comprendió tareas de mapeo y procesamiento de datos en un entorno de SIG, así como otras propias de los estudios hidrológicos. Se contó con fotografías aéreas generadas por la Dirección de Geodesia de la Provincia de Buenos Aires, cuyas fechas de toma en la zona fueron 14/08/1975 y 06/12/1997, a escala 1:5.000, obtenidas a través del Instituto Geográfico Nacional (IGN) de la Argentina. Se emplearon siete fotografías aéreas para el año 1975 y 14 fotografías aéreas para el año 1997. También se trabajó con 14 imágenes descargadas de Google Earth Pro© con unos 40 cm de resolución espacial, del año 2014, que se consideró representativo del estado actual de la cobertura. Las imágenes fueron integradas al SIG QGIS 3.4 Madeira© y georreferenciadas en el sistema de coordenadas POSGAR 2007 Transverse Mercator, Datum POSGAR 2007, Faja 6. Utilizando las herramientas del mismo SIG, se obtuvieron mosaicos correspondientes a los años 1975, 1997 y 2014, sobre los cuales se realizaron las tareas de mapeo. El área de mapeo coincide con los límites catastrales de la localidad de Mar de las Pampas. Se identificaron unidades de mapeo según dos criterios: geomorfológico y de uso del suelo. En ambos casos, el mapeo fue manual con las herramientas de digitalización del SIG para

obtener archivos en formato .shp con las áreas correspondientes a cada clase. Se realizaron relevamientos de campo en 2018 para verificar la asignación de usos del suelo en la actualidad, tomando puntos de control representativos de las clases identificadas. Por otro lado, se hicieron balances hídricos, en los cuales se asignó un valor de recarga a los distintos tipos de cobertura del suelo con base en criterios hidrológicos, para luego estimar la recarga total en la zona de estudio en los diferentes escenarios analizados.

Mapeo geomorfológico

Las unidades geomorfológicas fueron definidas en la fotografía aérea del año 1975 para el área en estudio mediante un análisis visual. La identificación de las unidades se basó en la textura y el tono (en escala de grises) observados en la imagen. Se identificaron dos unidades: (1) dunas, caracterizadas por un tono claro correspondiente a la alta reflectancia de la arena seca; y (2) interdunas, caracterizadas por un tono más oscuro vinculado con la presencia de humedad superficial, y por una textura granular debida a la vegetación herbácea natural que se desarrolla en esas condiciones.

Si bien las copas de los árboles presentes en la zona pueden impedir puntualmente la observación directa de la superficie, la fotografía aérea del año 1975 muestra una forestación menos desarrollada, que permite identificar una cobertura correspondiente a la clase (1) entre una copa de árbol y la siguiente copa más cercana. Esta observación, sumada al conocimiento de que la forestación fue ubicada inicialmente en las zonas de dunas y no en las interdunas, permitió asignar las áreas cubiertas por árboles a la categoría de dunas. La Figura 2 muestra un ejemplo de las superficies de dunas e interdunas.

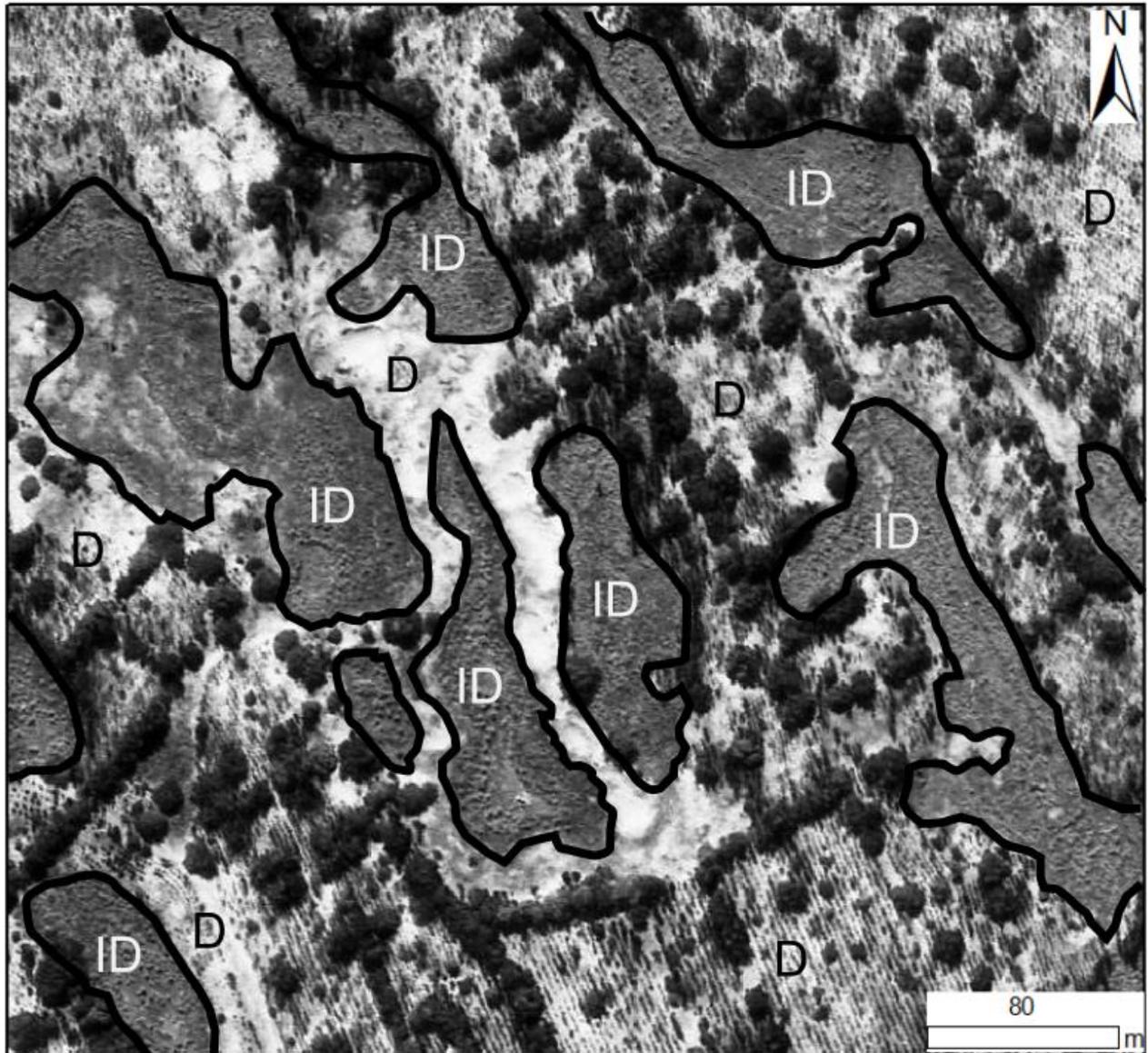


Figura 2. Ejemplo de zonas de duna (D) e interduna (ID) en el área de estudio. Puede apreciarse el tono más oscuro en las zonas de interduna, y un tono más claro correspondiente a la arena seca en las dunas.

Mapeo de usos del suelo

El mapeo del uso del suelo fue realizado sobre las fotografías aéreas de los años 1975 y 1997, y sobre las imágenes satelitales del año 2014.

Se hizo la digitalización manual de las zonas de uso del suelo en los diferentes años a una escala de 1:2000 para generar una capa temática de tipo vectorial con polígonos que representan las diferentes zonas mapeadas. Los usos del suelo se definieron sobre la imagen de 1975, para luego extrapolar el criterio de mapeo a las imágenes de 1997 y 2014. Dicho criterio consistió en la identificación e interpretación visual de propiedades que permitieran asignar a la superficie una de las cinco categorías de uso del suelo consideradas, a saber: (1) natural, no se observa acción antrópica, esta zona incluye áreas de interdunas con tono oscuro por la presencia de arena húmeda y/o vegetación herbácea, así como zonas de alto albedo correspondientes al suelo arenoso desnudo, sin vegetación natural o artificial; (2) plantación inicial, zonas de dunas donde se observa la grilla de plantación de árboles, pero éstos aún no se han desarrollado; (3) ralo forestal, coexisten árboles de escaso desarrollo, apenas visibles en la fotografía aérea, con algunos árboles de mayor tamaño cuyas copas no se tocan entre sí, y el suelo arenoso es visible en forma prácticamente continua; (4) medio forestal: similar a ralo forestal,

pero con una mayor cobertura por parte de los árboles, donde las copas frecuentemente se tocan entre sí, conformando líneas de forestación entrecruzadas, sin embargo el suelo arenoso es aún visible; (5) denso forestal, las copas forman una cubierta coalescente prácticamente continua, con frecuentes, pero pequeños espacios de raleo o cambios en la textura que indican diferentes etapas de desarrollo de los árboles y/o distintas especies.

Se calculó el área total ocupada por cada categoría en los sucesivos años mediante el uso de la herramienta SIG, que proporciona la extensión superficial de los elementos poligonales de formato vectorial incluidos en una capa.

Comparación entre desarrollo forestal y geomorfología

Resulta de interés conocer la evolución en la relación que guardan las variables geomorfología y uso del suelo a lo largo del periodo analizado (1975-2014). Originalmente, la forestación fue planificada con base en la geomorfología de la zona, con la intención de forestar sólo las zonas altas (dunas) y ubicar las calles y caminos en las zonas bajas (interdunas). Se hizo una intersección de las capas de uso del suelo y geomorfología para cada año analizado mediante la herramienta correspondiente en el SIG.

Se obtuvo una nueva capa vectorial para cada año, con los polígonos de las clases de uso del suelo recortados según límites entre las dunas e interdunas. De esta forma pudo cuantificarse el área ocupada por cada uso del suelo en las dunas e interdunas para cada año.

Realización de balances hídricos

La Ecuación (1) combina los elementos básicos del balance hídrico:

$$P - ET_r - \Delta Alm - Exc = 0 \quad (1)$$

Donde P es la precipitación; ET_r , la evapotranspiración real; ΔAlm , la variación en el almacenamiento de agua en el suelo, y Exc son los excesos de agua, que a su vez puede subdividirse en infiltración (I) y escurrimiento superficial (ES). Dado que en el cordón dunícola el escurrimiento superficial tiende a cero (Rodrigues-Capítulo, Carretero, & Kruse, 2018), los Exc pueden considerarse enteramente I , y esta última, al tratarse de un acuífero freático, representa la recarga al acuífero. De ahí surge la importancia de cuantificar los excesos en el balance hídrico,

considerando especialmente que no existe otra fuente de recarga para el agua subterránea local.

Se contó con datos diarios de precipitación del Servicio Meteorológico Nacional en Villa Gesell. La serie de datos corresponde al periodo 1997-2016, que es representativa de la región debido a que las precipitaciones no han cambiado de modo significativo en este periodo (Rodrigues-Capítulo *et al.*, 2018).

La obtención de ET_r implicó una serie de pasos. Se partió de la evapotranspiración de referencia (ET_0), definida de acuerdo con FAO (Allen, Pereira, Raes, & Smith, 1998) como la de “un cultivo de referencia hipotético con una altura de 0.12 m, una resistencia superficial fija de 70 s.m⁻¹ y un albedo de 0.23”. Los 12 valores de ET_0 media mensual fueron derivados de los mapas realizados por Falasca y Forte-Lay (2006) para la Argentina, y luego convertidos a valores diarios. A partir de 118 estaciones meteorológicas con datos para la serie 1961-1990, estos autores calcularon ET_0 por el método Penman-Monteith, y obtuvieron curvas de ET_0 similar, que pueden utilizarse para estimar la ET_0 en localidades donde no se cuenta con la información necesaria para el cálculo directo, como es el caso presente. Un coeficiente de cultivo (K_c) permite considerar los efectos que tienen sobre la evapotranspiración las características particulares de una cobertura dada. Así se obtuvo la evapotranspiración de la cobertura en condiciones estándar, o la demanda máxima de agua de la cobertura (ET_c) mediante la Ecuación (2):

$$ET_c = E_{t0} \times K_c \quad (2)$$

Donde ET_c es la demanda máxima de agua de la cobertura; E_{t0} , la evapotranspiración de referencia, y K_c es el coeficiente de cultivo o de cobertura. Finalmente, como el suelo y la vegetación que lo cubre no siempre ceden a la atmósfera toda el agua considerada en el concepto de ET_c , se define evapotranspiración real (ET_r), que es la que realmente se produce ante una determinada ET_c y para un almacenaje (Alm, contenido de agua en el suelo) inicial. ET_r es siempre menor o igual a ET_c , y es el valor de evapotranspiración con el cual se calcularon los excesos en el balance hídrico. Si bien la interceptación puede representar un componente importante del balance hídrico en un bosque bien desarrollado, hasta el momento no se cuenta con datos de dicha variable para la zona de estudio, por lo que se asumió que la interceptación contribuye en un 100 % a la evapotranspiración. Esta suposición ha dado buenos resultados en trabajos anteriores (Carretero, Rodrigues-Capítulo, & Kruse, 2021; Rodrigues-Capítulo *et al.*, 2018).

La relación entre la ET_r y la ET_c depende del contenido de agua en el suelo. El valor máximo definido para Alm es la capacidad de almacenamiento o capacidad de campo (CC), que es la de un suelo que ha sido llevado hasta la saturación y al que luego se le ha permitido drenar toda el agua gravitacional. Su valor depende de la textura o granulometría del suelo (a menor tamaño de partículas, mayor espacio de poros y mayor CC), y de la profundidad del mismo que se considera hasta donde llega el

crecimiento del sistema radical de la vegetación que cubre el suelo (a mayor profundidad mayor CC). Thornthwaite y Mather (1955) proponen una relación entre ET_r y ET_c de acuerdo con las tablas de retención específicas para cada capacidad de campo (CC), que para periodos cortos de tiempo (un día) es lineal, respondiendo a un esquema sencillo donde el valor de la ET_r iguala al de la ET_c solamente en CC y se reduce a la mitad cuando el suelo contiene la mitad de su capacidad de almacenaje, anulándose cuando se agota la humedad del suelo. De esta forma, los balances diarios son los que mejor representan los contenidos de humedad del suelo (Rodriguez-Capítulo, 2015) y, por lo tanto, los que permiten obtener resultados más precisos.

La CC media del suelo dominado por arena fue de 160 mm/m, según Falasca y Forte Lay (2006), y Forte Lay y Spescha (2001), que definen un valor de 140 y 180 mm hasta una profundidad de 1 m a lo largo de la costa arenosa bonaerense. Se consideraron dos casos: *suelo arenoso con escasa o nula vegetación*, y *forestal* (suelo cubierto por un bosque de coníferas). En el primer caso, la profundidad efectiva asignada para el balance fue de 0.25 m y por lo tanto quedó definida una CC de 40 mm, dado que el efecto de la evapotranspiración no puede penetrar más profundo (Forte-Lay & Spescha, 2001). En el segundo caso debió tenerse en cuenta una exploración de raíces de más de 1 m, ya que se trata de un bosque bien establecido, por ello se asignó una profundidad de 1.25 m, que derivó en una CC de 200 mm en el balance (Forte Lay & Spescha, 2001).

Se determinaron valores de K_c de acuerdo con FAO (Allen *et al.*, 1998). Para la zona de *suelo arenoso con escasa o nula vegetación*, el valor de K_c depende de factores como el intervalo entre eventos de humedecimiento, el poder evapotranspirante de la atmósfera (es decir, ET_0), y la magnitud del evento de humedecimiento. Los valores de K_c mensual a lo largo del año se determinaron a partir de FAO (Allen *et al.*, 1998), en un gráfico que muestra la relación entre ET_0 y K_c para distintos intervalos de mojado, eligiendo como intervalo de mojado el de cuatro días, que se aproxima a una frecuencia de 7-8 lluvias por mes, valor que responde a las condiciones climáticas de la región. Estos valores oscilaron entre 0.45 en verano y 1.2 en invierno (Figura 3). Para la zona forestal se tomó $K_c = 1$ constante todo el año (Allen *et al.*, 1998; Besteiro, 2014).

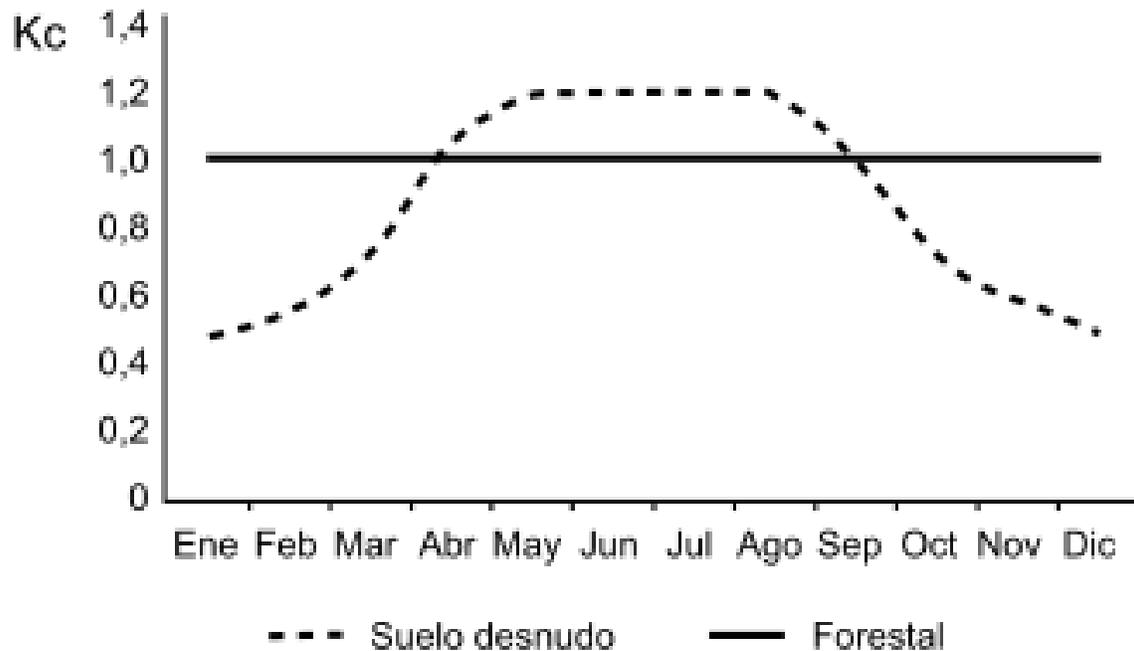


Figura 3. Valores de Kc utilizados para el cálculo de ETC. Fuente: redibujado de Rodrigues-Capítulo *et al.* (2018).

Los datos y parámetros detallados anteriormente se emplearon para realizar balances hídricos según Thornthwaite y Mather (1955), con la asistencia del *software* Agroagua v. 5.0 (Forte Lay, Aiello, & Kuba, 1995). Por simplicidad, los balances hídricos diarios se expresaron en valores mensuales, luego agrupados en valores anuales, para finalmente calcular un valor anual promedio de excesos para las categorías de recarga consideradas.

Agrupación de usos de suelo según criterio hidrológico y obtención de valores de recarga

Las características superficiales del terreno condicionan las posibilidades de infiltración del agua aportada por las precipitaciones. Es posible obtener un valor de recarga total para la zona de estudio aplicando los balances hídricos, explicados previamente, a las clases de desarrollo forestal identificadas en el mapeo, y conociendo la distribución espacial de éstas. Para ello, se agruparon las categorías de uso del suelo según un criterio hidrológico. Se consideró que las categorías *natural*, *plantación inicial* y *ralo forestal* presentan un desarrollo suficientemente pobre de la vegetación como para poder caracterizar el comportamiento hidrológico de estas zonas según las propiedades del suelo arenoso, por lo que se agruparon bajo la categoría *suelo arenoso con escasa o nula vegetación*. Por otro lado, *medio forestal* y *denso forestal* representan superficies fundamentalmente cubiertas por árboles, por lo que se agruparon bajo la categoría hidrológica *forestal*. La Figura 4 muestra la correspondencia entre las zonas de uso del suelo y las superficies de recarga para 1975.

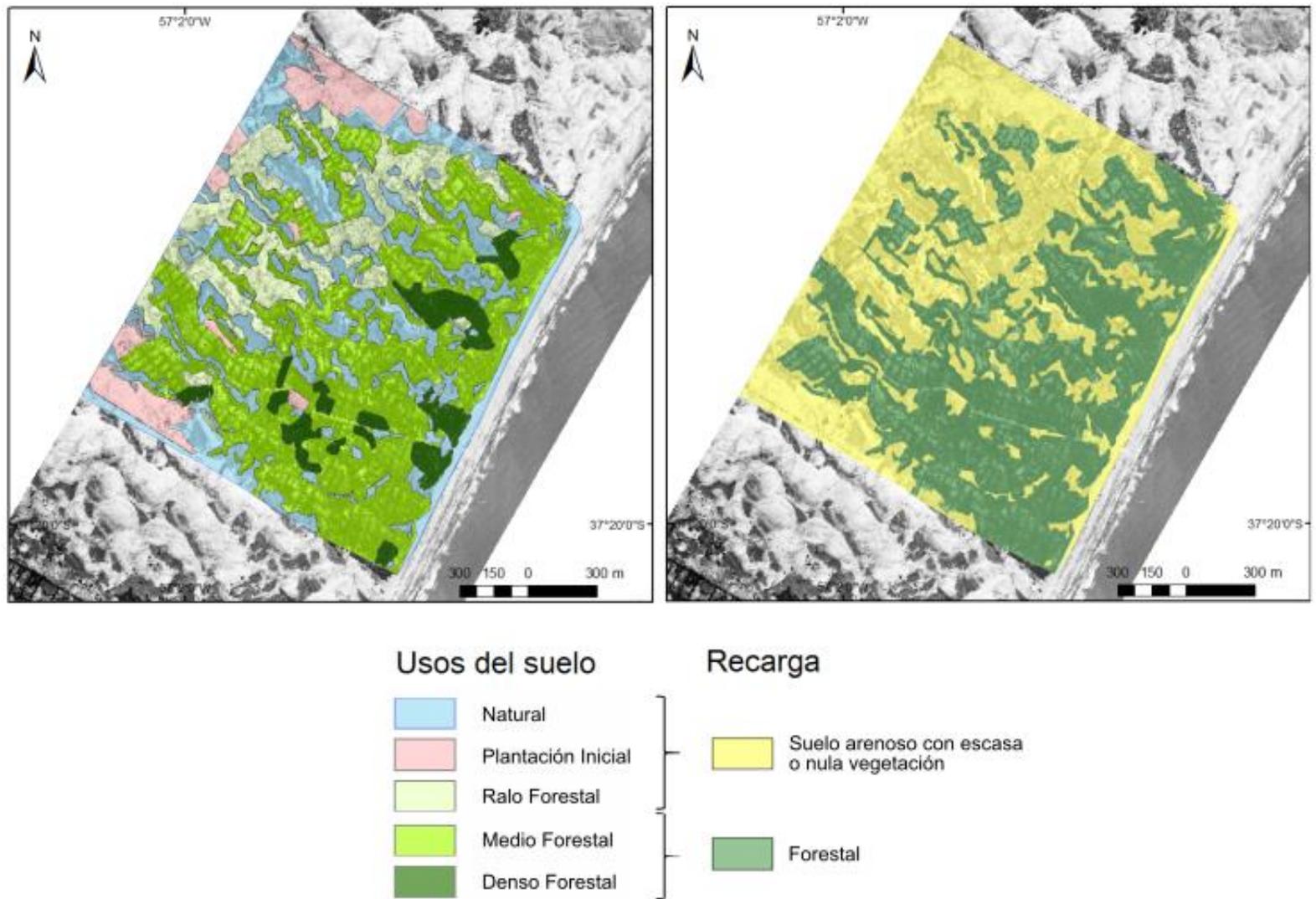


Figura 4. Categorías de uso del suelo y sus equivalentes según un criterio de recarga.

Finalmente, se calculó el volumen de agua que habría ingresado como recarga al sistema en las zonas de *suelo arenoso con escasa o nula*

vegetación y forestal, mediante la multiplicación de su extensión superficial en cada año por el promedio anual de excesos definido para cada zona. El valor total de recarga para cada año surge de la suma de los volúmenes de recarga correspondientes a cada zona. Esto permitió evaluar la variación en la recarga para el periodo considerado. Como se detalla en el apartado anterior, se asignó a la zona *de suelo arenoso con escasa o nula vegetación* valores de K_c algo superiores a 1 durante el invierno, y muy inferiores durante el verano. Esto implica que la ET_c en el *suelo arenoso* sea algo superior a ET_0 durante el invierno, pero muy inferior a la misma en verano. Por otro lado, en la zona *forestal*, el $K_c = 1$ implica que ET_c iguala a ET_0 todo el año. La mayor diferencia radica entonces en el verano, cuando ET_0 es máxima: en el *suelo arenoso con escasa o nula vegetación*, ET_c se reduce a aproximadamente la mitad de ET_0 ; mientras que en la zona *forestal* ET_c iguala a ET_0 . Al haber mayor evapotranspiración en la zona *forestal* y a igualdad del resto de las condiciones, se espera un menor potencial de recarga en dicha zona respecto del *suelo arenoso con escasa o nula vegetación*. La Tabla 1 resume los criterios adoptados para diferenciar ambas categorías de recarga.

Tabla 1. Categorías de recarga y variables consideradas.

| Categoría de recarga | Clases de uso del suelo | Coefficiente de cultivo (Kc) | Capacidad de campo (CC) |
|--|--|--|-------------------------|
| Forestal | Denso forestal Medio forestal | 1 durante todo el año | 200 mm |
| Suelo arenoso con escasa o nula vegetación | Ralo forestal Plantación inicial Natural | Variable, entre 0.45 en verano y 1.2 en invierno | 40 mm |

Resultados

Evolución del uso del suelo

La distribución de zonas geomorfológicas definida en la fotografía aérea de 1975 muestra que el 1.7 % corresponde a dunas, y el 18.3 % a interdunas.

La zonificación del espacio temporal por cada clase de uso del suelo presenta diferencias en la superficie ocupada en los tres momentos considerados (Figura 5 y Figura 6a).

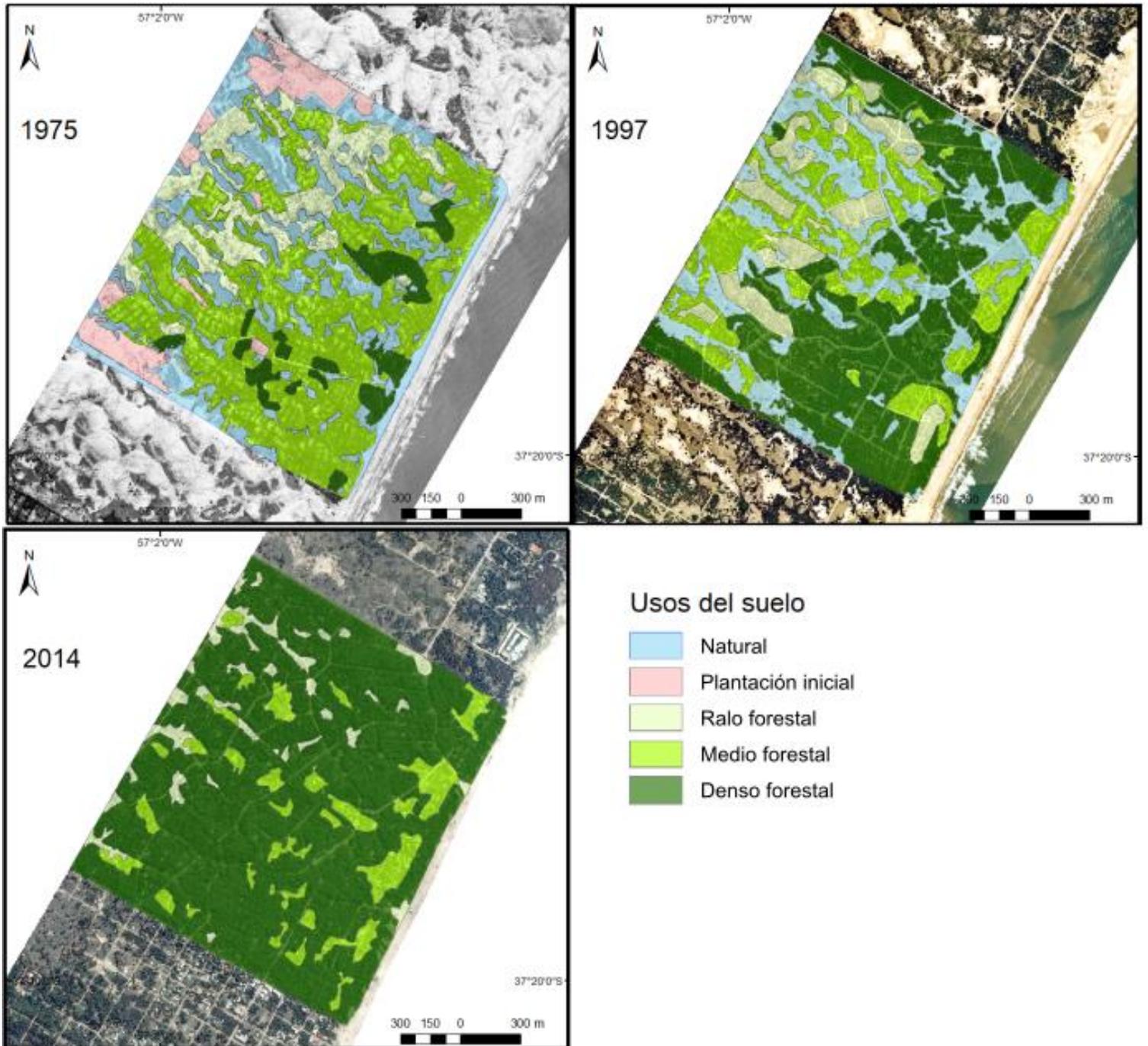


Figura 5. Zonificación del uso del suelo para 1975, 1997 y 2014.

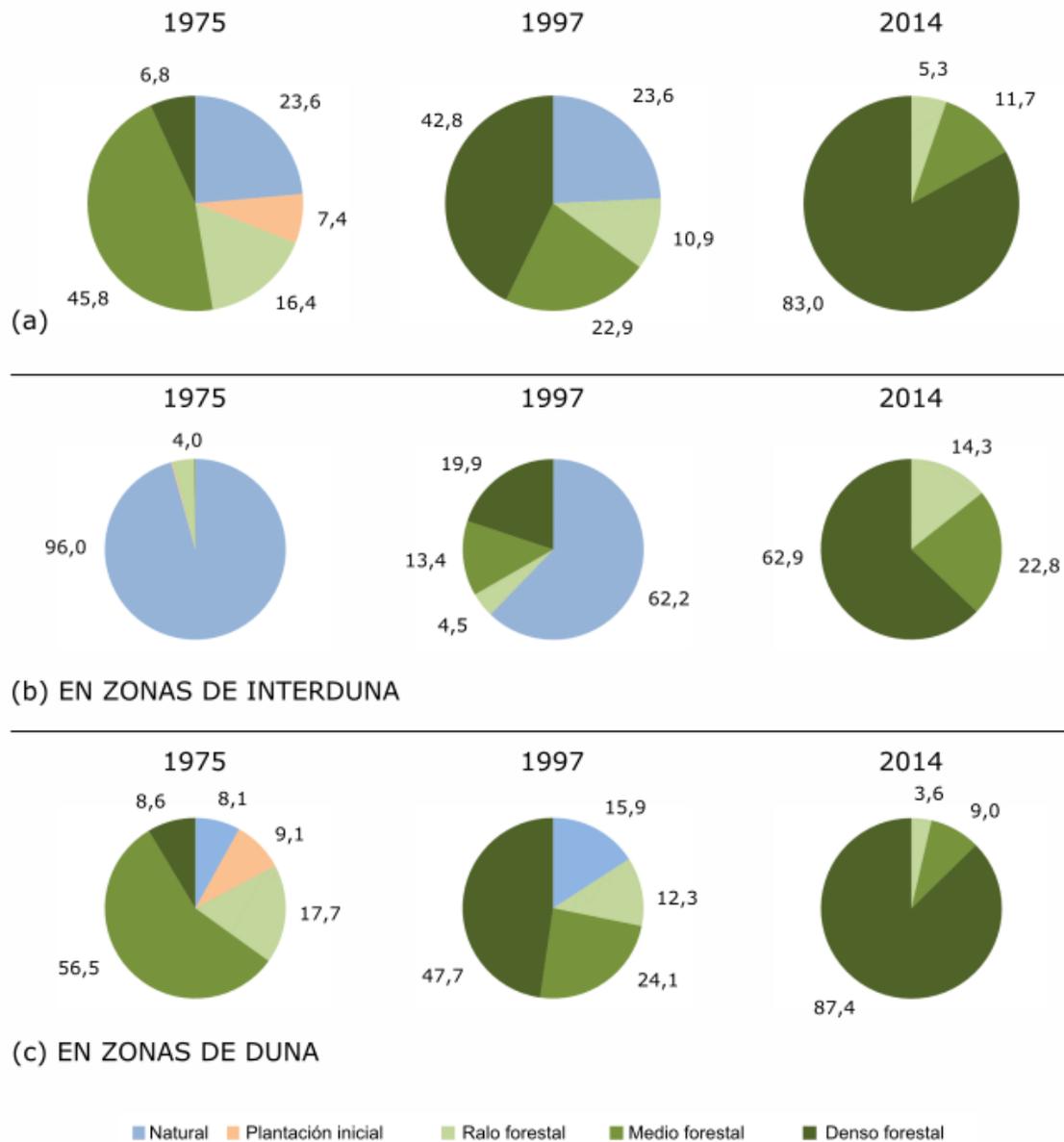


Figura 6. Usos del suelo en 1975, 1997 y 2014, (a) en el área total de mapeo, (b) en las interdunas y (c) en las dunas.

De la Figura 6 se interpreta que en 1975 se representa una etapa inicial del proceso de forestación y amanzanamiento. Es por ello que una parte importante de la superficie corresponde al uso *natural* (25.8 %) y se observa la presencia de la categoría *plantación inicial*, con un 7.5 % del total de la superficie mapeada. La categoría mejor representada es *medio forestal*, con un 45.6 %, mientras que *denso forestal* se ubica en último lugar con un 6.9%.

Para 1997 la forestación se ha desarrollado durante 22 años respecto del caso anterior, por lo que las zonas de *plantación inicial* han desaparecido por completo. Asimismo, *denso forestal* aumenta su superficie a un 42.7 %, a expensas de *medio forestal*, que se reduce a la mitad de lo observado en 1975. La clase *natural* no presenta cambios en la distribución, y *ralo forestal* apenas disminuye su representación.

En 2014, la superficie mapeada se encuentra ampliamente dominada por la categoría *denso forestal* (con un 83 % de cobertura), mientras que *medio* y *ralo forestal* ocupan un lugar accesorio en la distribución territorial. Es notorio el hecho de que las zonas de uso *natural* hayan desaparecido, habiendo pasado 17 años desde la imagen anterior, dado que apenas se registraron cambios en estas zonas entre los años 1975 y 1997. Resulta evidente entonces que las tasas de retroceso de las zonas *naturales* aumentaron drásticamente entre 1997 y 2014.

Las imágenes analizadas permiten hacer observaciones sobre el desarrollo de la forestación a lo largo de 39 años (Figura 6a). Los cambios

en la representación de las distintas categorías de uso del suelo indican un efectivo proceso de forestación, dado que hacia el final del periodo gran parte de la localidad está cubierta por un bosque bien desarrollado. Esto implica cambios en la disposición original de las superficies forestales, que debían ubicarse en las dunas (Figura 6c), no en las zonas de interduna (Figura 6b). En 1975, el 95.7 % de las áreas de interduna presentan un uso *natural*; sin embargo, en 1997 este porcentaje se reduce a 62.2 %. En 2014, la forestación ha ocupado por completo las zonas de interduna, con un predominio de la clase *denso forestal* (62.9 %), y el uso *natural* ha desaparecido (Figura 6b).

Evolución de las superficies de recarga

De acuerdo con el criterio adoptado, y la relación existente entre las clases de uso del suelo y las asignadas a la recarga, la Figura 7 muestra la distribución de las superficies de recarga en 1975, 1997 y 2014.

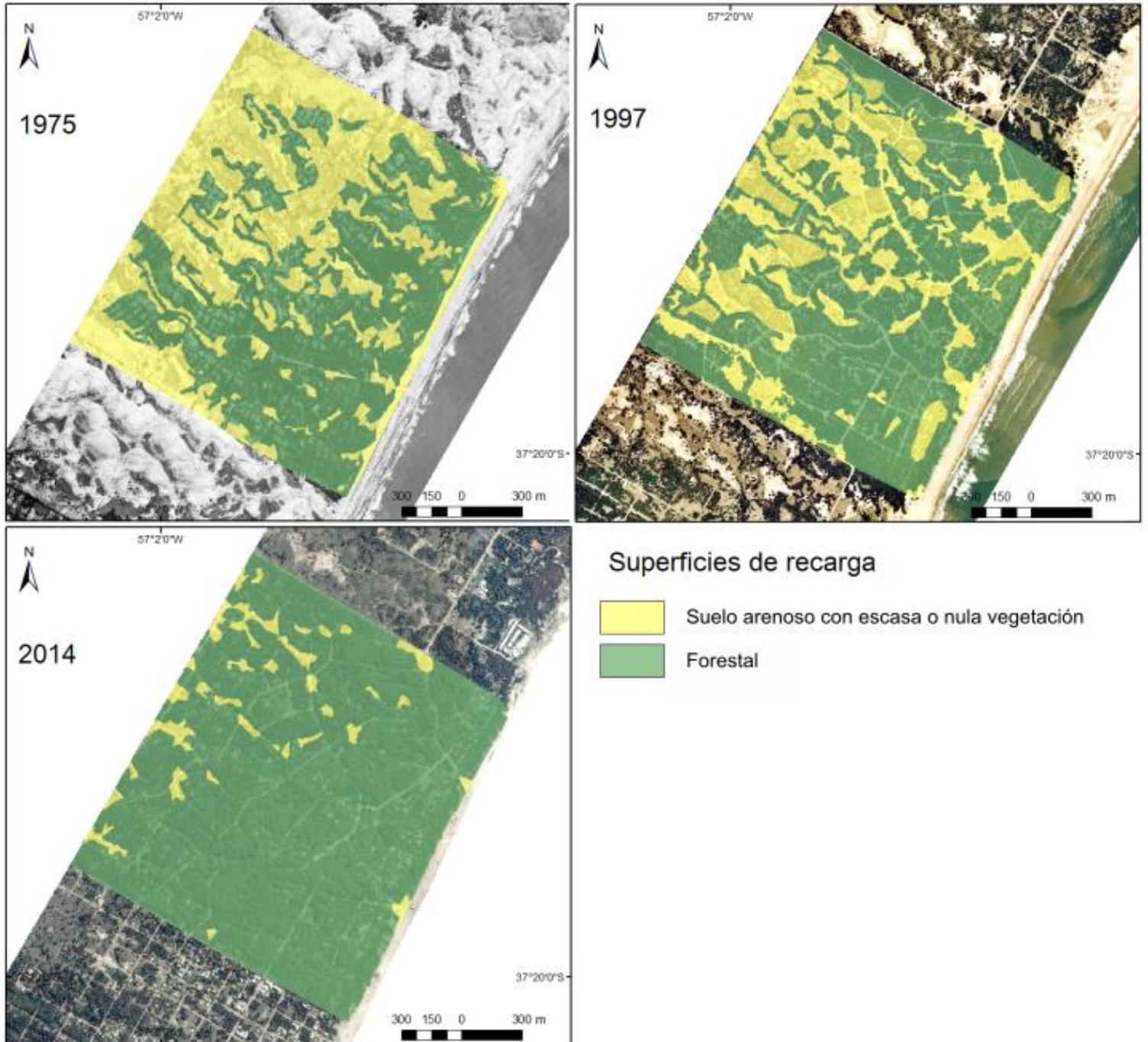


Figura 7. Distribución de las superficies de recarga.

En 1975, las clases *suelo arenoso con escasa o nula vegetación y forestal* se encuentran casi igualmente representadas, con un 48 y un 52 % de la superficie mapeada, respectivamente. Hacia 1997 se observa una disminución de la superficie de *suelo arenoso* producto del aumento de *forestal*, que pasa a cubrir el 65 %. Finalmente, en 2014, la clase *forestal* predomina ampliamente con un 94 % de la superficie, mientras que la zona de *suelo arenoso* representa el 6 % restante (Figura 8). Lo expuesto evidencia una clara tendencia a la expansión de la zona *forestal*, a expensas de la zona de *suelo arenoso*, que altera el ciclo hidrológico, dado que la capacidad de recarga asociada con la cobertura *forestal* es menor que la del *suelo arenoso*.

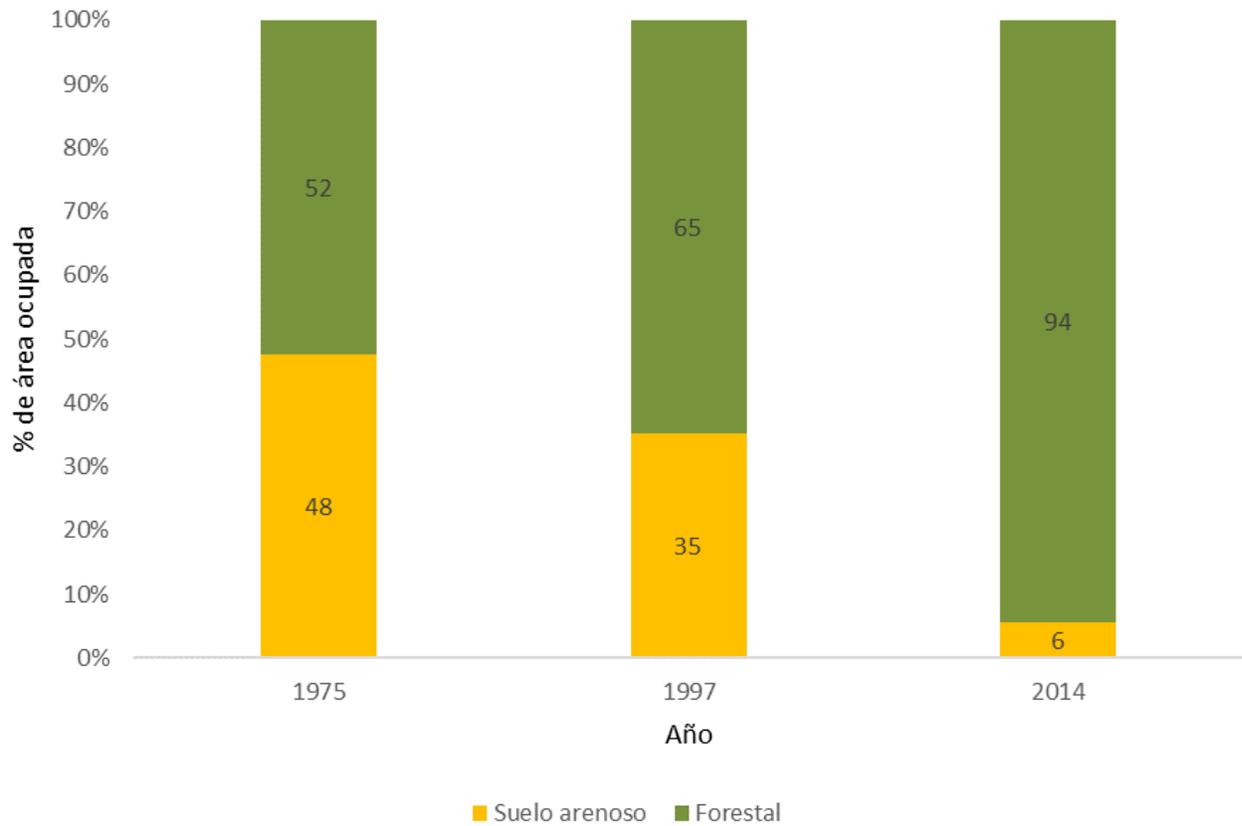


Figura 8. Distribución porcentual de las clases de uso del suelo relacionadas con la recarga.

Balances hídricos e impacto en la recarga del acuífero

Analizando los resultados alcanzados y expresados en la Tabla 2, se observa casi el doble de excesos en la cobertura de *suelo arenoso* respecto de la *forestal*, que representan un 45.4 % y un 24.0 % de la precipitación anual, respectivamente.

Tabla 2. Datos promedio del balance hídrico para el periodo 1997-2016. Los valores están expresados en mm.

| Periodo | P ¹ | Suelo arenoso con escasa o nula vegetación | | | Forestal | | |
|-----------|----------------|--|------------------------------|---------|------------------------------|------------------------------|---------|
| | | ET _c ² | ET _r ³ | Excesos | ET _c ² | ET _r ³ | Excesos |
| 1997-2016 | 930 | 669 | 506 | 422 | 912 | 711 | 223 |

¹Precipitación; ²evapotranspiración de la cobertura; ³evapotranspiración real.

El volumen de agua ingresada al sistema se expresa en la Figura 9. En 1975 es de 5.58 hm³ en la zona de *suelo arenoso* y de 3.25 hm³ en la zona *forestal*, lo cual suma una recarga total de 8.83 hm³. Para 1997, la reducción de la superficie de *suelo arenoso* determina una disminución de la recarga en la misma, que adopta un valor de 4.12 hm³. La recarga en la superficie *forestal* aumenta a 4.01 hm³, pero en conjunto se observa

una leve disminución de la recarga total a 8.13 hm³. Para 2014, la zona de *suelo arenoso* está drásticamente disminuida y sólo aporta un volumen de 0.67 hm³ a la recarga total; mientras que la zona *forestal*, ampliamente representada, presenta un volumen de recarga de 5.84 hm³. La recarga total es de 6.51 hm³, lo cual constituye una disminución del 26 % respecto al valor de recarga de 1975.

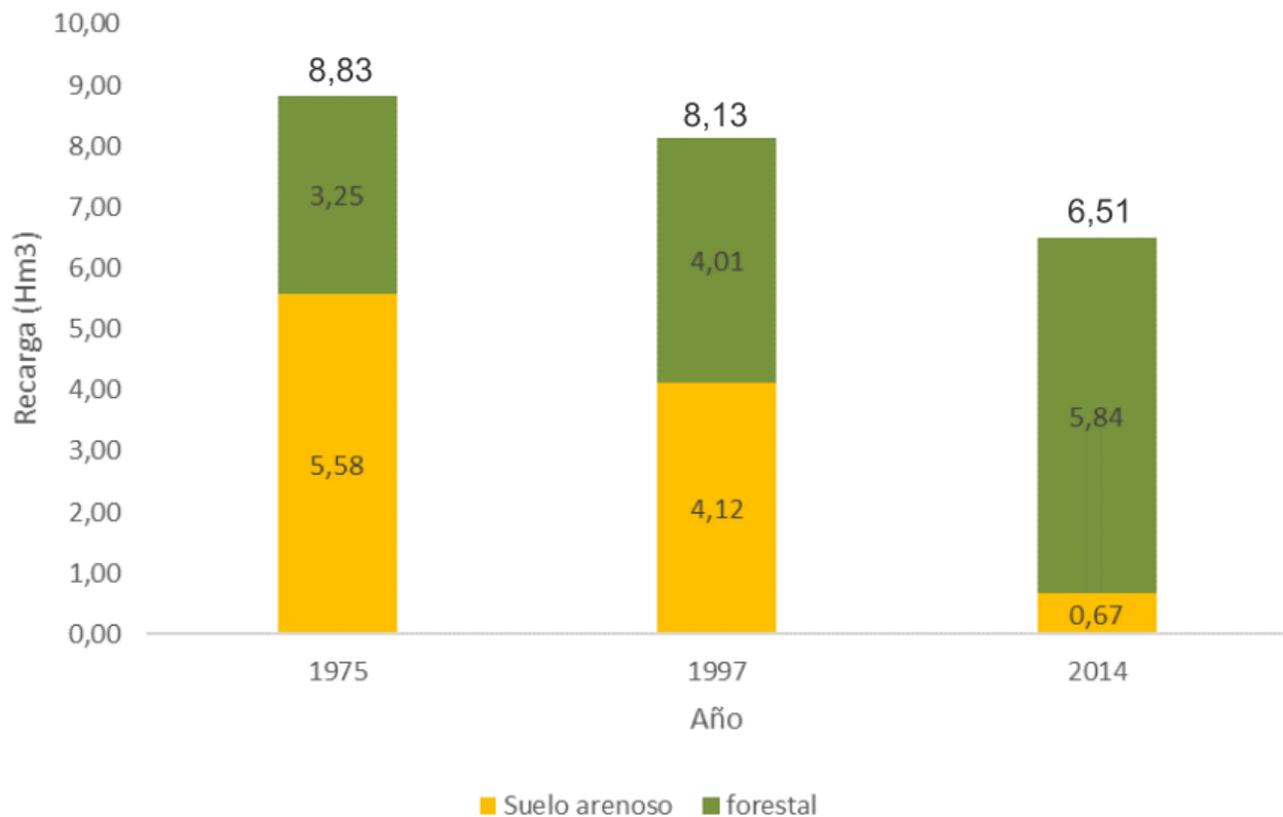


Figura 9. Volumen de recarga para cada uso del suelo en los años estudiados. Sobre cada columna se indica el volumen total de recarga.

Discusión

Si bien el presente trabajo representa un caso de estudio donde la expansión de la forestación implica una disminución de la recarga de agua subterránea, existen distintos aspectos a considerar respecto del impacto de la forestación sobre el recurso hídrico subterráneo de una zona.

Según Springgay (2019), las áreas forestadas constituyen componentes integrales del ciclo hidrológico, regulando el escurrimiento en los cursos de agua, promoviendo la recarga de agua subterránea y contribuyendo al reciclado del agua hacia la atmósfera, incluyendo la generación de nubes y precipitación a través de la evapotranspiración. Respecto del primer efecto, Zheng *et al.* (2021) analizaron la evolución del escurrimiento superficial en 16 cuencas de drenaje en el Plateau de Loess de China para la serie 1961-2015, para evaluar la efectividad del plan de forestación implementado en 1999, dirigido a disminuir la erosión del suelo. Si bien los resultados mostraron un incremento del escurrimiento superficial luego de la implementación del plan, esto se debió a la variabilidad en las precipitaciones. Una vez retirado el efecto de este factor, 11 de las 16 cuencas estudiadas mostraron una

disminución en el coeficiente de escurrimiento. A su vez, las cuencas de clima semiárido presentaron una reducción en el escurrimiento hasta cuatro veces mayor que las cuencas de clima semihúmedo. El estudio no hace foco en variaciones de la recarga, aunque puede argumentarse que este tipo de efectos, bajo ciertas condiciones, puede promover un aumento de la infiltración al aumentar el tiempo de permanencia del agua en la superficie en zonas de recarga. Bremer, DeMaagd, Wada y Burnett (2021) modelaron en forma combinada los cambios en el uso del suelo y la evolución en los balances hídricos en la isla de Hawái, proyectados a 50 años, para evaluar el impacto que tendrían sobre la recarga dos medidas de manejo propuestas: la protección de los bosques nativos de ser invadidos por bosques no nativos, y la restauración de bosques nativos en pastizales no nativos. Se encontró que la protección de toda la superficie de bosques nativos susceptible de ser invadida por bosques no nativos o pastizales implicaría evitar la pérdida acumulada de 712.4 millones de m³ de recarga a lo largo de 50 años. Resulta particularmente interesante el caso de los bosques de alta altitud: de convertirse estos bosques en pastizales o en suelo desnudo, la recarga menguaría a causa de una baja en la intercepción de niebla respecto del pastizal, que contrarrestaría (y superaría) el efecto positivo de una disminución en la evapotranspiración. El mismo efecto sería esperable para la reforestación de bosque nativo sobre pastizales no nativos en el caso de zonas con alta intercepción de niebla. Sin embargo, para zonas con baja intercepción de niebla, se determinó que la reforestación de bosque nativo sobre pastizales no nativos implicaría una disminución en la recarga debido a

un aumento en la evapotranspiración. Este caso muestra claramente la complejidad de la cuestión y cómo un cambio en alguna de las variables consideradas puede determinar efectos positivos o adversos de la forestación sobre la recarga de agua subterránea. Van-Dijk y Keenan (2007) indican que, en general, la forestación reduce el caudal medio de los ríos de una cuenca y también la recarga del agua subterránea, pero que ello depende de la hidrología del paisaje y las características del bosque. En la planicie de Gambier, sur de Australia, una zona con escaso desarrollo de drenaje natural, Allison y Hughes (1972) analizaron el contenido de tritio en los primeros centímetros del acuífero freático para evaluar la recarga en zonas de pastura y de bosques implantados. Los resultados indicaron que la recarga ocurre principalmente en zonas de pastura, mientras que las zonas forestadas no presentarían recarga. En Irlanda, si bien la forestación puede reducir el escurrimiento superficial hasta un 20 %, se ha documentado hasta un 10 % de decremento en la recarga de agua subterránea en las zonas de bosques respecto de los pastizales o brezales; este segundo efecto es significativamente mayor en bosques de coníferas que en el caso de especies caducifolias (Allen & Chapman, 2001). En las colinas de arena de Nebraska, centro de EUA, Adane, Nasta, Zlotnik y Wedin (2018) analizaron las tasas históricas de recarga mediante modelado numérico en pastizales nativos y en un bosque denso de pinos para el periodo 1950-2000. Los resultados muestran una drástica disminución de la recarga en el bosque de pinos de un 17 % (relativo a la precipitación) respecto a la zona de pastizal nativo. Si bien el área de estudio se ubica en el interior del continente,

comparte con la zona del presente trabajo la característica de un suelo arenoso, que en condiciones naturales presenta una alta tasa de infiltración y un bajo escurrimiento superficial. Estas condiciones promueven sobre todo una disminución de la recarga al implementar la forestación. Giambastiani, Greggio, Nobili, Dinelli y Antonellini (2018) analizaron el efecto de un incendio forestal sobre el agua subterránea la costa arenosa de Ravenna, Italia. Durante los cuatro años posteriores al incendio se verificó un aumento del nivel freático y un decremento de la salinidad del acuífero freático debido al aumento en la recarga para la zona incendiada. El presente trabajo resulta congruente con este caso de estudio. Nuevamente resulta clave considerar las características del sustrato arenoso, cuya alta permeabilidad promueve la infiltración casi inmediata durante los eventos de precipitación. A pesar de la geomorfología de dunas e interdunas, que contrasta con el relieve llano de la planicie costera ubicada hacia el continente, el escurrimiento superficial tiende a cero. Debido a esto, el principal efecto de la forestación sobre el balance hídrico local es la intensificación de la pérdida por interceptación y transpiración.

Trabajos anteriores han abordado el impacto de los cambios del uso del suelo sobre la recarga del acuífero costero en la barrera medanosa de la provincia de Buenos Aires. Carretero y Kruse (2012) realizaron un análisis de detalle del uso del suelo en San Clemente a partir de fotografías aéreas a escala 1:20 000 para los años 1958 y 1984, e imágenes Digital-Globe Google Earth de alta resolución espacial para la actualidad. En este caso, los sectores geomorfológicos fueron definidos

mediante una digitalización manual, y la asignación de un valor de infiltración a cada sector permitió una estimación de la recarga correspondiente a cada año estudiado. Se estimó una disminución en la recarga de 47 % en la zona urbanizada a lo largo del periodo 1958-2006. El mismo análisis fue llevado a cabo en Las Toninas y Santa Teresita entre 1987 y 2012; los resultados mostraron un 30 % de reducción en la recarga (Carretero, Kruse, & Rojo, 2013). Posteriormente, Carretero, Braga, Kruse y Tosi (2014) analizaron la variación en la recarga debida al cambio en el uso del suelo en el Partido de La Costa (que incluye a las localidades mencionadas anteriormente) para el periodo 1973-2010. En este caso, se utilizó una clasificación supervisada para analizar la evolución de la cobertura superficial. Los resultados indicaron un 10 % de reducción en la recarga para la totalidad del área estudiada, pero se incrementa entre el 18 y 30 % cuando se focaliza en los centros urbanos. Estos trabajos documentan alteraciones en el ciclo hidrológico de la barrera medanosa a causa de la actividad antrópica, sin embargo, en el Partido de La Costa no existen forestaciones como las de Mar de las Pampas. Este tipo de cobertura sí está presente en el Partido de Pinamar, vecino al Partido de Villa Gesell. Rodrigues-Capítulo *et al.* (2018) aplicaron una clasificación supervisada a imágenes satelitales Landsat 7 TM del año 2015, para identificar superficies forestadas y suelo desnudo en el Partido de Pinamar; mediante la obtención de datos de pozo, los autores evaluaron las variaciones hidrodinámicas, hidroquímicas e isotópicas del agua subterránea en relación con la cobertura del suelo. Según los resultados, la recarga sería un 33 % menor en las áreas forestadas,

respecto de las no forestadas. Más recientemente, Carretero *et al.* (2021) cuantificaron los cambios en el uso del suelo en las localidades de Pinamar y Punta Médanos para la serie temporal 1957-2016. Con base en esto, los autores definieron una disminución de 38 % en la recarga y un aumento de 102 % en el consumo de agua subterránea en Pinamar, mientras que para Punta Médanos se obtuvo un 32 % de disminución en la recarga y un 200 % de aumento en el consumo. Los resultados del presente trabajo son congruentes con lo expuesto, especialmente respecto del Partido de Pinamar, donde se han plantado bosques de coníferas como los presentes en Mar de las Pampas. Ante una igualdad de las condiciones climáticas, geológicas y geomorfológicas, se verifican efectos semejantes de la forestación sobre el balance hídrico local en ambas localidades. Por otro lado, en Rodríguez-Capítulo *et al.* (2018) se cuenta con fuentes de datos de las que este estudio carece, como es la medición de niveles freáticos y los isótopos estables. Recientemente se ha instalado una red de monitoreo del agua subterránea en el Partido de Villa Gesell, que permitirá contar con estas fuentes de datos en el futuro, lo cual contribuirá a profundizar las evaluaciones del impacto de la forestación en la recarga de agua subterránea.

Conclusiones

Se realizó un análisis multitemporal de la cobertura del suelo en la localidad de Mar de las Pampas, provincia de Buenos Aires, Argentina, para los años 1975, 1997 y 2014, y se caracterizó la geomorfología original de la zona de estudio. La información obtenida a partir de las tareas de mapeo conformó la base geoespacial para cuantificar la recarga al acuífero costero en cada escenario considerado, mediante la realización de balances hídricos y la aplicación de un criterio hidrológico a las distintas clases de uso del suelo identificadas.

Los resultados indican que las zonas forestales, inicialmente distribuidas en las dunas, pasaron a ocupar las interdunas con el avance del tiempo. En 1975, casi la totalidad de las áreas de interduna correspondían a la clase de uso del suelo *natural*, mientras que en 2014 están enteramente cubiertas por forestación.

Considerando la superficie total de mapeo, la forestación muestra un claro aumento en su densidad a lo largo del periodo analizado. Entre 1975 y 2014, las clases de uso del suelo *natural* y *plantación inicial* desaparecen, mientras que las clases *ralo* y *medio forestal* disminuyen su representación, y la clase *denso forestal* aumenta de forma significativa, pasando de ocupar un 6.9 % del área de mapeo en 1975 a un 83 % de la misma en 2014.

En 1975, la forestación se hallaba en una etapa inicial y la superficie de recarga de *suelo arenoso con escasa o nula vegetación* (compuesta por los usos *natural*, *plantación inicial* y *ralo forestal*) ocupaba un 48 % de la superficie. Sin embargo, la expansión del área forestada y el desarrollo de los árboles promovió la ocupación casi total de la zona por parte de la superficie de recarga *forestal* (categorías *denso* y *medio forestal*) para 2014. La disminución progresiva del área de *suelo arenoso con escasa o nula vegetación*, que presenta un valor promedio de excesos de 422 mm, y el consecuente aumento del área *forestal*, con un promedio de excesos de 223 mm, modificó las condiciones hidrológicas superficiales de Mar de las Pampas. Se estimó que la disminución de la recarga total fue del 26 %.

Este trabajo demuestra cómo la expansión de la forestación puede condicionar la calidad ambiental de una zona costera, al afectar directamente la disponibilidad de un recurso fundamental como el agua subterránea. Se reconoce la necesidad de contar con estudios más detallados en la zona para cuantificar los recursos hídricos disponibles.

Referencias

Abd-El-Kawy, O. R., Rød, J. K., Ismail, H. A., & Suliman, A. S. (2011). Land use and land cover change detection in the western Nile delta of Egypt using remote sensing data. *Applied Geography*, 31(2), 483-494.

- Adane, Z. A., Nasta, P., Zlotnik, V., & Wedin, D. (2018). Impact of grassland conversion to forest on groundwater recharge in the Nebraska Sand Hills. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 15, 171-183.
- Allen, A., & Chapman, D. (2001). Impacts of afforestation on groundwater resources and quality. *Hydrogeology Journal*, 9, 390-400.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). FAO Irrigation and Drainage. *Paper No. 56*, 56(97), 0-300.
- Allison, G. B., & Hughes, M. W. (1972). Comparison of recharge to groundwater under pasture and forest using environmental tritium. *Journal of Hydrology*, 17 (1-2), 81-95.
- Bértola, G. R., Isla, F. I., Cortizo, L. C., & Turno-Orellano, H. A. (2002). Modelo sedimentario de la barrera medanosa al norte de Villa Gesell (provincia de Buenos Aires) – de aplicación hidrogeológica. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 9(2), 109-126.
- Besteiro, S. I. (2014). *Evaluación de la influencia hidrológica de forestaciones en la llanura pampeana* (tesis doctoral). Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, La Plata, Argentina.
- Bobba, A. G., Bukata, R. P., & Jerome, J. H. (1992). Digitally processed satellite data as a tool in detecting potential groundwater flow systems. *Journal of Hydrology*, 131, 25-62.

- Bremer, L. L., DeMaagd, N., Wada, C. A., & Burnett, K. M. (2021). Priority watershed management areas for groundwater recharge and drinking water protection: A case study from Hawaii Island. *Journal of Environmental Management*, 286, 111622.
- Carls, N. (1947). *How to read aerial photographs for census work*. Washington DC, USA: US Government Printing Office.
- Carretero, S., Braga, F., Kruse, E., & Tosi, L. (2014). Temporal analysis of the changes in the sand-dune barrier in the Buenos Aires Province, Argentina, and their relationship with the water resources. *Applied Geography*, 54, 169-181.
- Carretero, S., & Kruse, E. (2012). *Evolución del médano costero y efectos sobre la recarga en el acuífero freático en San Clemente del Tuyú*. V Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología (pp. 105-115), Río Cuarto, Argentina.
- Carretero, S., Kruse, E., & Rojo, A. (2013). Condiciones hidrogeológicas en Las Toninas y Santa Teresita, Partido de La Costa. *Temas actuales en hidrología subterránea* (pp. 29-36). La Plata, Argentina. Recuperado de http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/repositorio/_documentos/sipcyt/bfa004414.pdf
- Carretero, S., Rodrigues-Capítulo, L., & Kruse, E. (2021). Evolution of groundwater recharge as a result of forest development on the east coast of the province of Buenos Aires, Argentina. *Journal of Hydrogeology*, 29, 783-797.

- CFI, Consejo Federal de Inversiones. (1990). *Evaluación del recurso hídrico subterráneo en la región costera atlántica bonaerense*. Buenos Aires, Argentina: Consejo Federal de Inversiones.
- Cozzolino, D., Greggio, N., Antonellini, M., & Giambastiani, B. (2017). Natural and anthropogenic factors affecting freshwater lenses in coastal dunes of the Adriatic coast. *Journal of Hydrology*, 551, 804-818.
- Dripps, W. R., & Bradbury, K. R. (2010). The spatial and temporal variability of groundwater recharge in a forested basin in northern Wisconsin. *Hydrological Processes: An International Journal*, 24(4), 383-392.
- Falasca, S., & Forte-Lay, J. A. (2006). *Actualización de la evapotranspiración de referencia por el método de Penman-Monteith en la República Argentina*. Congreso de Asociación Argentina de Agrometeorología (AADA), La Plata, Argentina.
- Forte-Lay, J. A., Aiello, J. L., & Kuba, J. (1995). *Software Agroagua v. 5.0*. Buenos Aires, Argentina: Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.
- Forte-Lay, J. A., & Spescha, L. B. (2001). Métodos para la estimación de la climatología del agua edáfica en las provincias pampeanas de la Argentina (Methodology to estimate the climatology of soil moisture in the Pampeana region, Argentina). *Revista Argentina de Agrometeorología*, 1(1), 67-74.

- Ghayoumian, J., Saravi, M., Feiznia, S., Nouri, B., & Malekian, A. (2007). Application of GIS techniques to determine areas most suitable for artificial groundwater recharge in a coastal aquifer in southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(2), 364-374.
- Giambastiani, B. M., Greggio, N., Nobili, G., Dinelli, E., & Antonellini, M. (2018). Forest fire effects on groundwater in a coastal aquifer (Ravenna, Italy). *Hydrological Processes*, 32(15), 2377-2389.
- Giri, C., Pengra, B., Long, J., & Loveland, T. R. (2013). Next generation of global land cover characterization, mapping, and monitoring. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 25, 30-37.
- Gupta, S., Hasan, M., & Islam, S. (2018). Analysis of impervious land-cover expansion using remote sensing and GIS: A case study of Sylhet Sadar Upazila. *Applied Geography*, 98, 156-165.
- Huang, J., Gilmore-Pontius, R. Jr., Li, Q., & Zhang, Y. (2012). Use of intensity analysis to link patterns with processes of land change from 1986 to 2007 in a coastal watershed of southeast China. *Applied Geography*, 34, 371-384.
- Hurtado, H., Meleguer E., & Werner, N. (1987). *Prospección hidrogeológica por métodos geoelectricos en el acuífero de Villa Gesell: aplicación del programa CORTES. Convenio INCYTH-Municipio de Villa Gesell*. Ezeiza, Argentina: Instituto Nacional de Ciencia y Técnicas Hídricas.

INDEC, Instituto Nacional de Estadística y Censos de la República Argentina. (1991, 2010, 2017). Recuperado de <http://www.indec.gob.ar>

Kuvan, Y. (2005) The use of forests for the purpose of tourism: The case of Belek Tourism Center in Turkey. *Journal of Environmental Management*, 75, 263-274.

López, R., & Marcomini, S. (comps.) (2011). *Problemática de los ambientes costeros. Sur de Brasil, Uruguay y Argentina*. Buenos Aires, Argentina: Editorial Croquis.

Liu, T., & Yang, X. (2015). Monitoring land changes in an urban area using satellite imagery, GIS and landscape metrics. *Applied Geography*, 56, 42-54.

Marcomini, S.C. (2002). *Morfodinámica, sedimentología, geomorfología ambiental y sus alteraciones antropogénicas en costas de dunas del noreste de la provincia de Buenos Aires* (tesis doctoral). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina.

Moukana, J. A., & Koike, K. (2008). Geostatistical model for correlating declining groundwater levels with changes in land cover detected from analyses of satellite images. *Computers & Geosciences*, 34, 1527-1540.

Ranjan, S. P., Kazama, S., & Sawamoto, M. (2006). Effects of climate and land use changes on groundwater resources in coastal aquifers. *Journal of Environmental Management*, 80(1), 25-35.

- Ray, D. K., Pijanowski, B. C., Kendall, A. D., & Hyndman, D. W. (2012) Coupling land use and groundwater models to map land use legacies: Assessment of model uncertainties relevant to land use planning. *Applied Geography*, 34, 356-370.
- Rodrigues-Capítulo, L. (2015) *Evaluación geohidrológica en la región costera oriental de la provincia de Buenos Aires. Caso de estudio: Pinamar* (tesis doctoral). Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Argentina. Recuperado de <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/49965>
- Rodrigues-Capítulo, L., Carretero, S., & Kruse, E. (2018) Impact of afforestation on coastal aquifer recharge. Case study: Eastern coast of the Province of Buenos Aires, Argentina. *Environmental Earth Sciences*, 77(74), 1-14. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7258-0>
- Salama, R. B., Tapley, I., Ishii, T., & Hawkes, G. (1994). Identification of areas of recharge and discharge using Landsat-TM satellite imagery and aerial photography mapping techniques. *Journal of Hydrology*, 162, 119-141.
- Shalaby, A., & Tateishi, R. (2007). Remote sensing and GIS for mapping and monitoring land cover and land-use changes in the Northwestern coastal zone of Egypt. *Applied Geography*, 27, 28-41.
- Springgay, E. (2019). Forests as nature-based solutions for water. *Unasylva 251: Forests: Nature-Based Solutions for Water*, 251(1), 3-13.

- Thornthwaite, C., & Mather, J. (1955). The water balance. *Climatology*, 8, 1-37.
- Tulbure, M. G., & Broich, M. (2013). Spatiotemporal dynamic of surface water bodies using Landsat time-series data from 1999 to 2011. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 79, 44-52.
- Urbis, A., Povilanskas, R., & Newton, A. (2019). Valuation of aesthetic ecosystem services of protected coastal dunes and forests. *Ocean & Coastal Management*, 179, 104832.
- Van-Dijk, A. I., & Keenan, R. J. (2007). Planted forests and water in perspective. *Forest Ecology and Management*, 251, 1-9.
- Violante, R., & Parker, G. (1992). Estratigrafía y rasgos evolutivos del Pleistoceno medio a superior – Holoceno en la llanura costera al sur de Villa Gesell, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(2), 215-228.
- Violante, R., Parker, G., & Cavallotto, J. L. (2001). Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la Bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56(1), 51-66.
- Weng, Q. (2001). Modeling urban growth effects on surface runoff with the integration of remote sensing and GIS. *Environmental Management*, 28(6), 737-748.

- Were, K. O., Dick, Ø. B., & Singh, B. R. (2013). Remotely sensing the spatial and temporal land cover changes in Eastern Mau Forest reserve and Lake Nakuru drainage basin, Kenya. *Applied Geography*, 41, 75-86.
- Xie, Y., Gong, J., Sun, P., & Gou, X. (2014). Oasis dynamics change and its influence on landscape pattern on Jinta oasis in arid China from 1963a to 2010a: Integration of multi-source satellite images. *International Journal of Applied Earth Observation*, 33, 181-191.
- Zheng, H., Miao, C., Zhang, G., Li, X., Wang, S., Wu, J., & Gou, J. (2021). Is the runoff coefficient increasing or decreasing after ecological restoration on China's Loess Plateau? *International Soil and Water Conservation Research*, 9, 333-343.

DOI: 10.24850/j-tyca-14-01-03

Artículos

Efecto del cambio climático en el periodo de crecimiento en Guanajuato

Effect of climate change on growth period in Guanajuato

Antonio Vásquez-Ortega¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-0313-7507>

Juan Ángel Quijano-Carranza², ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-3231-1818>

Enrique Andrio-Enriquez³, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-8260-4689>

Francisco Cervantes-Ortiz⁴, ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-2419-5896>

Carlos Cuellar-Zambrano⁵, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-6867-1300>

José Honorato Arreguín-Centeno⁶, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-7219-5132>

Ricardo Yáñez-López⁷, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-8893-2109>



¹Tecnológico Nacional de México-Roque, Celaya, Guanajuato, México, antoniovasort@hotmail.com

²Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias, Celaya, Guanajuato, México, jangelquijanoc@gmail.com

³Tecnológico Nacional de México-Roque, Celaya, Guanajuato, México, andrio@itroque.edu.mx

⁴Tecnológico Nacional de México-Roque, Celaya, Guanajuato, México, frcervantes@itroque.edu.mx

⁵Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias, Celaya, Guanajuato, México, carlos-cz@hotmail.com

⁶Tecnológico Nacional de México-Roque, Celaya, Guanajuato, México, honorato.arreguin@gmail.com

⁷Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias, Celaya, Guanajuato, México/Tecnológico Nacional de México-Roque, Celaya, Guanajuato, México, ryanez@hotmail.com

Autor para correspondencia: Ricardo Yáñez-López, ryanez@hotmail.com

Resumen

El incremento de la temperatura y la modificación de los patrones de distribución de la lluvia son dos de los efectos más ampliamente documentados del cambio climático global. Los impactos que tales



cambios están provocando en los procesos de producción agrícola constituyen una de las principales amenazas para la producción de alimentos, sobre todo bajo condiciones de temporal. El presente estudio pretende evidenciar los cambios que han tenido lugar en la disponibilidad de humedad para los cultivos y que son atribuibles al cambio climático en el estado de Guanajuato. El análisis consistió en estimar el periodo de crecimiento por disponibilidad de humedad (PC) a partir de las series históricas diarias de clima de 58 estaciones del Servicio Meteorológico Nacional. Las series históricas se dividieron en dos periodos: el primero de 1960 a 1979 y el segundo de 1980 a 2017. En el periodo de 1960-1979, el inicio del PC, calculado al 80 % de probabilidad acumulativa, ocurrió el día 193 (día juliano), el cual corresponde al 11 de julio; mientras que en el periodo 1980-2017 se presentó hasta el día 211, que corresponde al 30 de julio. En lo que se refiere a la duración del PC, calculada al 80 % de probabilidad de excedencia, se observa una reducción, al pasar de 110 días en el periodo 1960-1979 a solo 75 días en el periodo 1980-2017. De continuar estas tendencias, la superficie agrícola susceptible de ser cultivada bajo condiciones de temporal en el estado se reducirá drásticamente en pocos años.

Palabras clave: cambio climático, humedad residual, secano, estación de crecimiento.

Abstract

Increasing temperature and modifying rain distribution patterns are two of the most widely documented effects of global climate change. The impacts that these changes are causing in agricultural production processes constitute one of the main threats to food production, especially under rainfed conditions. This study aims to show the changes that have taken place in the availability of moisture for crops and that are attributable to climate change in the State of Guanajuato. The analysis consisted in estimating the Growth Period by the availability of moisture (GP) from the daily historical series of the climate of 58 stations of the National Meteorological Service. The historical series were divided into two periods, the first from 1960 to 1979 and the second from 1980 to 2017. In 1960-1979, the GP start, calculated at 80 % cumulative probability, occurred on day 193 (Julian day), which corresponds to July 11, while in the period 1980-2017, it was presented until day 211, which corresponds to July 30. Regarding the GP duration, calculated at 80 % probability of exceedance, a reduction is observed from 110 days in 1960-1979 to only 75 days in 1980-2017. If these trends continue, the agricultural area that can be cultivated under rainfed conditions in the State will be drastically reduced in a few years.

Keywords: Climate risk, residual moisture, rainfed, growth station.

Recibido: 03/05/2021

Aceptado: 18/09/2021

Introducción

El cambio climático es un fenómeno que en términos generales se asocia con el calentamiento global, pero que en realidad comprende una serie más amplia de cambios en el comportamiento del clima, como la distribución de la lluvia y la frecuencia con que se presentan eventos meteorológicos extremos. El calentamiento de la atmósfera es quizás el efecto más ampliamente documentado del cambio climático global. De acuerdo con la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés) (NOAA, 2021) aunque la tendencia de calentamiento no ha sido uniforme, la mayor parte de las regiones del mundo ha registrado incrementos en la temperatura media del rango de 0.07 °C por década desde 1880. Esta tasa se ha incrementado significativamente a razón de 0.18 °C por década a partir de 1981 (Figura 1).



Global Land and Ocean
January–December Temperature Anomalies

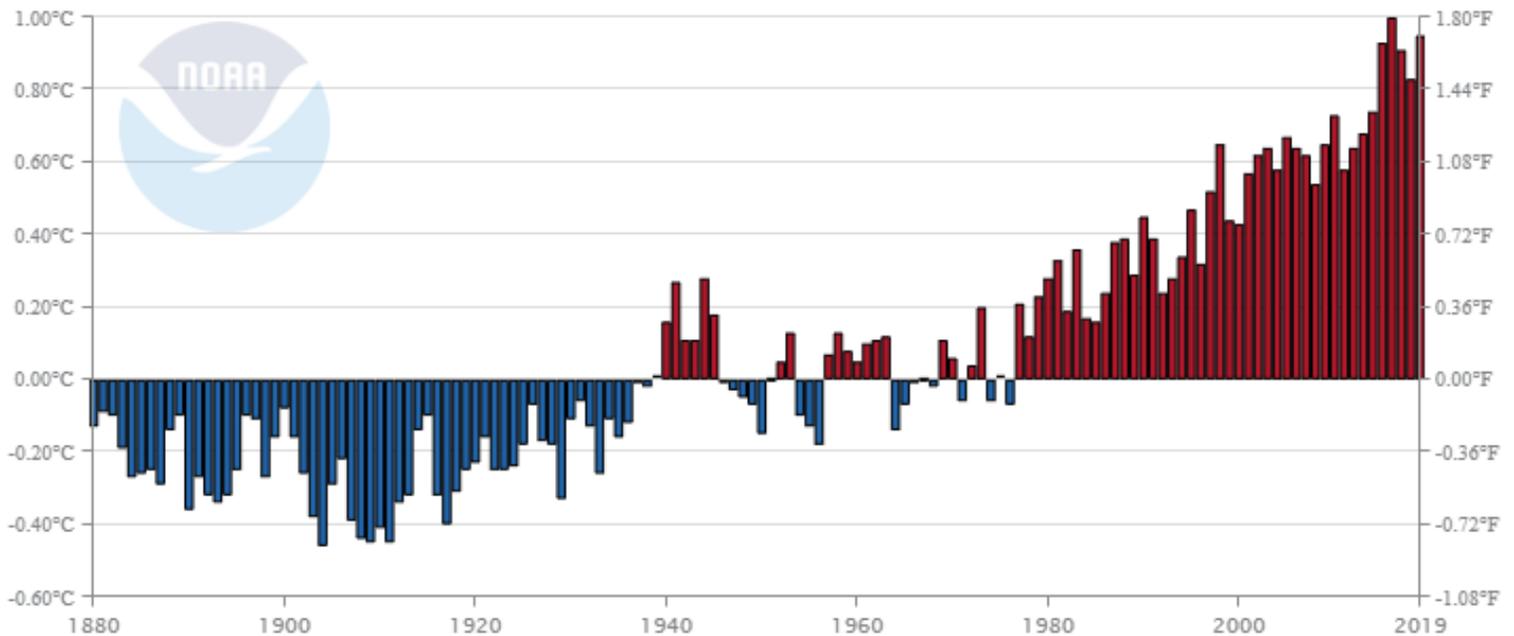


Figura 1. Anomalía de la temperatura global en el periodo 1880-2019 (NOAA, 2021).

Al nivel local existen evidencias de un calentamiento más acelerado de la atmósfera a partir del inicio de la década de 1980. En la Figura 2 se muestra la anomalía de la temperatura media anual para el caso de la estación meteorológica 11009 del Servicio Meteorológico Nacional, correspondiente a la localidad de Celaya, Guanajuato, México, en el periodo de 1962 a 2017.

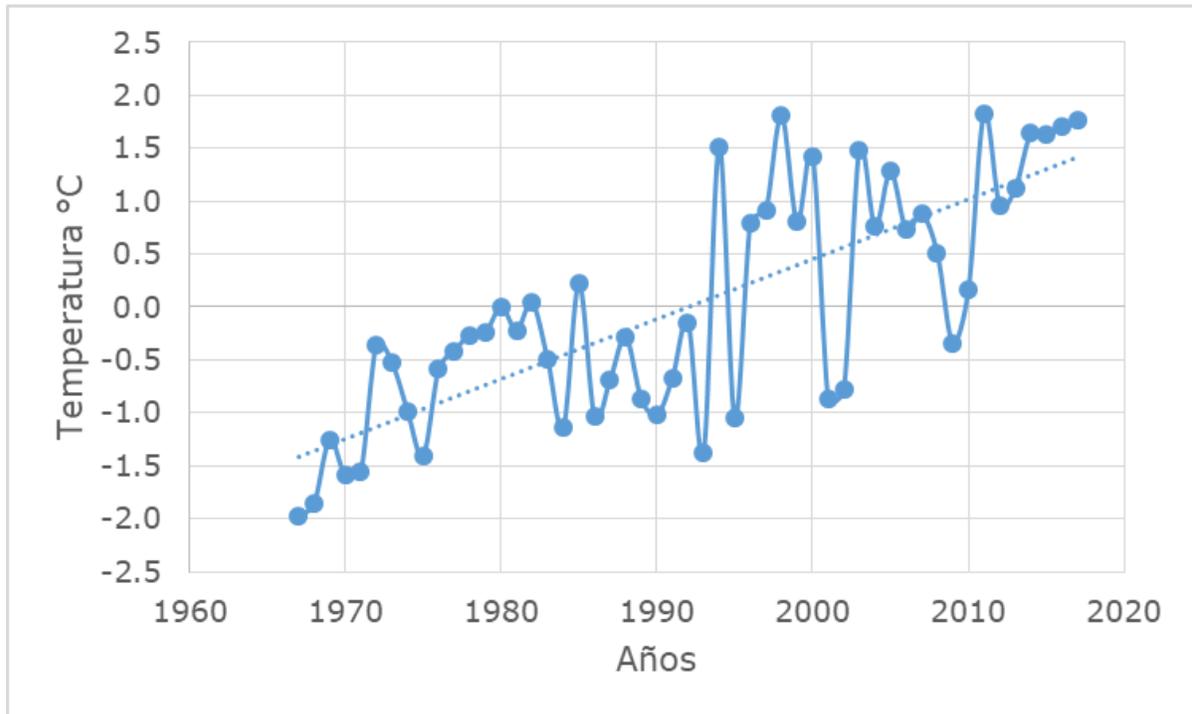


Figura 2. Anomalía de la temperatura media anual en Celaya, Guanajuato, México, en el periodo 1962-2017.

Los impactos del cambio climático en la agricultura incluyen incrementos en la siniestralidad de los cultivos, sobre todo bajo condiciones de temporal, mayor agresividad de plagas y enfermedades, y mayores costos de producción. También se vinculan con este proceso reducciones en la productividad de los cultivos y en las zonas de buen potencial de producción.

Un aumento en la temperatura estacional media puede disminuir la duración del crecimiento de los cultivos y, por lo tanto, afectar el rendimiento final. Los sistemas de producción de alimentos son extremadamente sensibles a los cambios climáticos, como las variaciones en la temperatura y precipitaciones, que pueden provocar brotes de plagas y enfermedades, mermando la cosecha.

El estado de Guanajuato se localiza en el centro de México, donde confluyen una zona de clima semiárido templado (BS1kw), que cubre la parte norte del estado, y una zona de clima semicálido subhúmedo (A)c(w0), que abarca el centro y sur del estado en la región denominada "El Bajío" (García, 2004). La superficie agrícola se compone de 1 470 000 ha, de las cuales 850 000 son de secano. La superficie cultivada bajo condiciones de temporal corresponde casi en su totalidad a cultivos como el maíz y el frijol, que registra por lo general rendimientos marginales y alcanza índices de siniestro de hasta un 70 %, sobre todo en el norte del estado (SIAP, 2020), debido principalmente a las variaciones interanuales en la cantidad y distribución de la precipitación (González, Navar, & González, 2008; Ortega & Velasco, 2013). El objetivo de la presente investigación consistió en evaluar los cambios en el inicio y duración del periodo de crecimiento en el estado de Guanajuato de 1960 a 2017. Se consideró este periodo para el estudio dado que en éste se cuenta con una mayor disponibilidad de datos meteorológicos y además durante el mismo se ha documentado un evidente calentamiento de la atmósfera.

Metodología

Para analizar los cambios en la disponibilidad de humedad en el periodo señalado se calculó el periodo de crecimiento (PC), el cual se define como la época del año en la que las condiciones de humedad y temperatura son idóneas para la germinación, establecimiento, crecimiento y maduración de los cultivos (Yousif *et al.*, 2018).

De acuerdo con la metodología de FAO (Kassam *et al.*, 1994), en la determinación del PC se identifican los siguientes componentes:

Inicio del PC. Está basado en el inicio del periodo de lluvias y se define como el tiempo cuando $PP = 0.5 * ETP$, considerándose que esta cantidad de agua es suficiente para la germinación de semillas de diferentes cultivos.

Periodo húmedo. Es el intervalo de tiempo en el cual la PP es mayor a la Eto. Cuando existe un periodo húmedo no sólo se satisfacen las demandas de evapotranspiración de los cultivos a una cobertura máxima, sino también el déficit de humedad en el perfil del suelo; pero no siempre el inicio del periodo húmedo coincide con el del PC.

Fin del PC. Cuando no existe periodo húmedo, el fin del PC coincide con el término de la estación lluviosa; es decir, el PC termina cuando $PP = 0.5 * ETP$ por última vez. Cuando existe periodo húmedo, el PC va más allá del fin de la estación lluviosa, pues los cultivos frecuentemente completan su ciclo con la humedad residual almacenada en el perfil del suelo. En ambos casos, el PC puede terminar si ocurre una helada.

Con base en lo anterior, el presente estudio comprendió las siguientes etapas:

- Selección de las estaciones meteorológicas.
- Delimitación de los periodos de estudio.
- Cálculo de la humedad residual, inicio y duración del PC por año.
- Construcción de distribuciones de probabilidad para el inicio y duración del PC en los dos periodos de estudio.
- Elaboración de mapas para el inicio y la duración del PC.

Selección de las estaciones meteorológicas

Desde el sitio web del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) se descargaron los registros diarios de la serie histórica disponible para las

151 estaciones meteorológicas ubicadas en el estado de Guanajuato (Conagua, 2020). A partir del análisis de la longitud de la serie histórica y pruebas de calidad de los datos se seleccionaron 58 estaciones para llevar a cabo el análisis del PC.

Delimitación de los periodos de estudio

El análisis incluyó la división de la serie histórica de cada estación en dos periodos: el primero de 1960 a 1979 y el segundo de 1980 a 2017. Esta partición de la serie histórica se hizo para verificar si la intensificación del cambio climático que reporta la NOAA a partir del inicio de la década de 1980 se manifiesta también en el inicio y la duración del PC.

Cálculo de la humedad residual, inicio y duración del PC por año

La duración del PC se calcula como el tiempo, en días, durante el cual las temperaturas permiten un crecimiento del cultivo y la precipitación, más la humedad almacenada en el perfil del suelo supera la mitad de la evapotranspiración. La evapotranspiración (ET) es la suma de las cantidades de agua evaporada desde el suelo y transpirada por las plantas. La evapotranspiración potencial (ETP) o evapotranspiración de referencia (E_{to}) es la máxima cantidad de agua que puede ser perdida por una capa continua de vegetación que cubra todo el terreno (Allen, Pereira, Raes, & Smith, 2006; IIASA & FAO, 2012).

Para calcular la E_{to} se utilizó el método de Priestley y Taylor, tal como se describe en Utset, Farré, Martínez-Cob y Cavero (2004), el cual es en esencia un balance de calor de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$E_{T0} = \alpha \frac{\Delta(R_n - G)}{\Delta + \gamma}$$

Donde:

a = constante empírica con un valor promedio de 1.26 (Utset *et al.*, 2004).

Δ = pendiente de la curva de saturación de vapor/temperatura, expresada en kPa/°C.

γ = constante psicrométrica, expresada en kPa/°C.

Rn = radiación neta, expresada en mm/día.

G = flujo de calor del suelo, expresada en mm/día.

Este método es particularmente útil cuando no se dispone de información sobre velocidad de viento y presión media de vapor.

De acuerdo con lo anterior se estimó la humedad residual ($HR = PP - ET_0 * .5$) al nivel diario, utilizando datos de precipitación y ET_0 . En la Figura 3 se muestra el diagrama de flujo para el cálculo de la humedad residual.

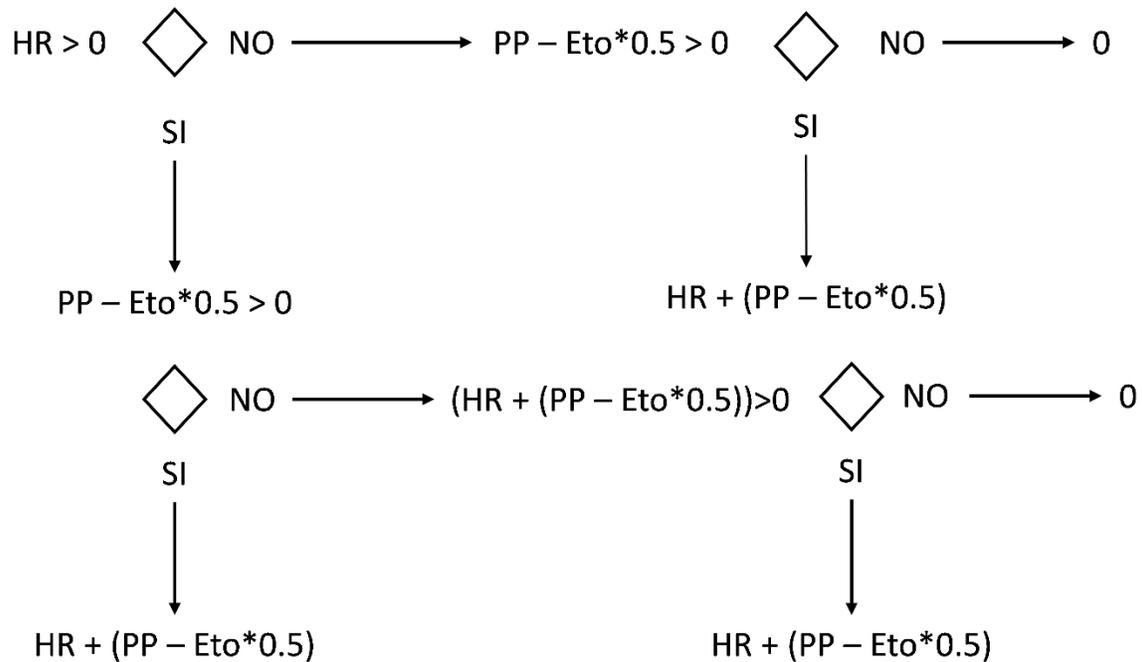


Figura 3. Diagrama de flujo para el cálculo de la humedad residual.

A partir del cálculo de la HR se determinó el inicio del PC cuando la humedad residual alcanzó un valor igual o mayor a 50 mm, considerando que ésta es suficiente para asegurar la germinación de la semilla (Aguilar *et al.*, 2005). El fin del PC se estableció cuando una vez iniciado éste, la humedad residual llegó a cero o la temperatura alcanzó un valor igual o menor a cero grados centígrados. Tal determinación se realizó para cada año de la serie histórica de las 58 estaciones meteorológicas seleccionadas. Con el fin de determinar si ha habido efectos del cambio climático que se reflejen en el PC se calcularon las anomalías tanto para el inicio como la duración del PC. Se utilizó el *software* SIMPEC (Quijano

& Rocha, 2011) para el procesamiento y cálculo de la HR a partir de los datos meteorológicos.

Construcción de distribuciones de probabilidad para el inicio y duración del PC en los dos periodos de estudio

Para el inicio del PC, los datos de la serie histórica se ordenaron de menor a mayor y se ubicó el percentil 80, el cual corresponde a la fecha más tardía en que inicia el PC 8 de cada 10 años. Para la duración del PC, los datos de la serie histórica se ordenaron de mayor a menor y se ubicó el percentil 80, el cual corresponde a la probabilidad de excedencia, es decir, a la duración más corta del PC 8 de cada 10 años (Arteaga-Ramírez, Vázquez-Peña, Coras-Merino, & Ángeles-Montiel, 2006). Con los datos del percentil 80 en cada caso se probó la hipótesis de que las diferencias entre los dos periodos a través de las diferentes estaciones son iguales a cero, donde:

$$H_0: \overline{Dif} \text{ Inicio PC} = 0$$

$$H_a: \overline{Dif} \text{ Inicio PC} \neq 0$$



$H_0: \overline{Dif} \text{ Duración PC} = 0$

$H_a: \overline{Dif} \text{ Duración PC} \neq 0$

Donde $\overline{Dif} \text{ Inicio PC}$ es la media de las diferencias en el inicio del PC entre los periodos de 1960 a 1979 y 1980 a 2017 a través de las diferentes estaciones meteorológicas evaluadas, y $\overline{Dif} \text{ Duración PC}$ es la media de las diferencias en la Duración del PC entre los periodos de 1960 a 1979 y 1980 a 2017 a través de las diferentes estaciones meteorológicas evaluadas. La prueba estadística se realizó mediante la distribución *t* de *student* para muestras apareadas, donde el estadístico de prueba está dado por:

$$t \text{ calc} = \frac{\overline{Dif} - 0}{S \text{ Dif} / \sqrt{n}}$$

Donde $S \text{ Dif}$ representa la desviación estándar de las diferencias entre los dos periodos analizados.

Elaboración de mapas para el inicio y la duración del PC

Los datos puntuales de inicio y duración del PC al 80 % de probabilidad se cargaron en el *software* ArcMap 10.1 (Esri Inc., 2012). A partir de estos datos se realizó la interpolación por el método IDW y se elaboraron los mapas tanto de inicio como duración del PC para el estado de Guanajuato, utilizando como filtro las zonas agrícolas. Se utilizó el marco geoestadístico municipal 2018, y el uso de suelo y vegetación serie 6 (INEGI, 2021).

Resultados

En la Tabla 1 se muestra un resumen de las características del PC en Guanajuato en los dos periodos analizados (1960-1979 y 1980-2017). A partir del percentil 80, acumulativo en el caso del inicio y de excedencia en el de la duración, se presentan los valores máximo (max), mínimo (min), promedio (media) y desviación estándar (desv. est.) obtenidos a

través de las 58 estaciones meteorológicas consideradas en este estudio. En ambos casos, el análisis estadístico detectó diferencias altamente significativas entre los periodos 1960-1979 y 1980-2017. En el periodo de 1960 a 1979, el inicio del PC ocurrió en promedio el día 193, el cual corresponde al 11 de julio; mientras que en el periodo de 1980 a 2017 se presentó hasta el día 211, que corresponde al 30 de julio. En lo que se refiere a la duración del PC, se observa una reducción, al pasar de 110 días en promedio en el periodo de 1960 a 1979 a solo 75 días en el periodo de 1980 a 2017.

Tabla 1. Características de inicio (día juliano) y duración (días) del PC en Guanajuato en dos periodos de estudio.

| Periodo de crecimiento | Variable | 1960-1979 | 1980-2017 | Estadístico <i>t</i> |
|------------------------|--------------|-----------|-----------|----------------------|
| Inicio | Max | 242 | 365 | 3.47 ** |
| | Min | 178 | 184 | |
| | Percentil 80 | 192.98 | 211.40 | |
| | Desv. est. | 16.08 | 42.98 | |
| Duración | Max | 150 | 132 | 8.38 ** |
| | Min | 30 | 0 | |
| | Percentil 80 | 110.32 | 74.81 | |
| | Desv. est. | 34.29 | 41.33 | |

El comportamiento típico de la humedad residual, y la delimitación del inicio y duración del PC se puede apreciar en la Figura 4. Los datos corresponden a la estación Salvatierra (11060) en dos años representativos de los dos periodos que se están comparando en esta investigación: el año 1970, como representativo del periodo 1960-1979; y el año 1999, como representativo del periodo 1980-2017. Como puede apreciarse, el inicio del PC ocurre en la misma fecha en ambos años, alrededor del 24 de junio; sin embargo, la duración es aproximadamente un mes menor en 1999, que culmina a mediados de octubre; mientras que en 1970, la humedad residual llega a cero hasta la última semana de noviembre.

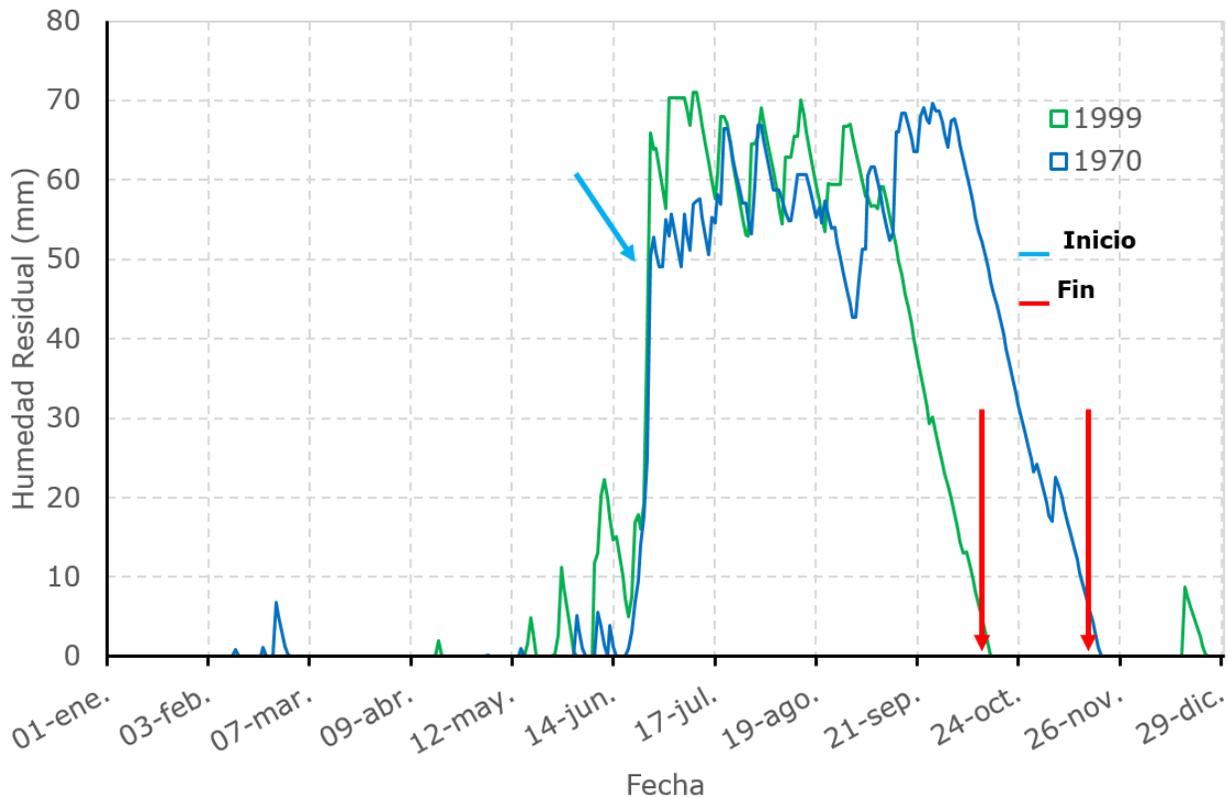


Figura 4. Dinámica de humedad residual en los años 1970 y 1999 en la estación de Salvatierra.

El análisis de las anomalías refleja con claridad los efectos del cambio climático sobre el PC. A manera de ejemplo, la Figura 5 muestra las anomalías tanto para el inicio (a), como la duración (b) del PC en la estación San Felipe (11065) del municipio de San Felipe, Guanajuato. En el caso del inicio del PC es evidente que en el periodo 1960-1979 predominan anomalías negativas, en tanto que a partir de 1980 hay un

incremento notable en la frecuencia y magnitud de anomalías positivas, las cuales reflejan la tendencia del retraso en el inicio del PC en este periodo. En lo que se refiere a la duración del PC, el gráfico b ilustra claramente la prevalencia de anomalías positivas en el periodo 1960-1979 y anomalías negativas después de 1980, lo cual es indicativo de la reducción sensible en la duración del PC en este periodo respecto al de 1960-1979.

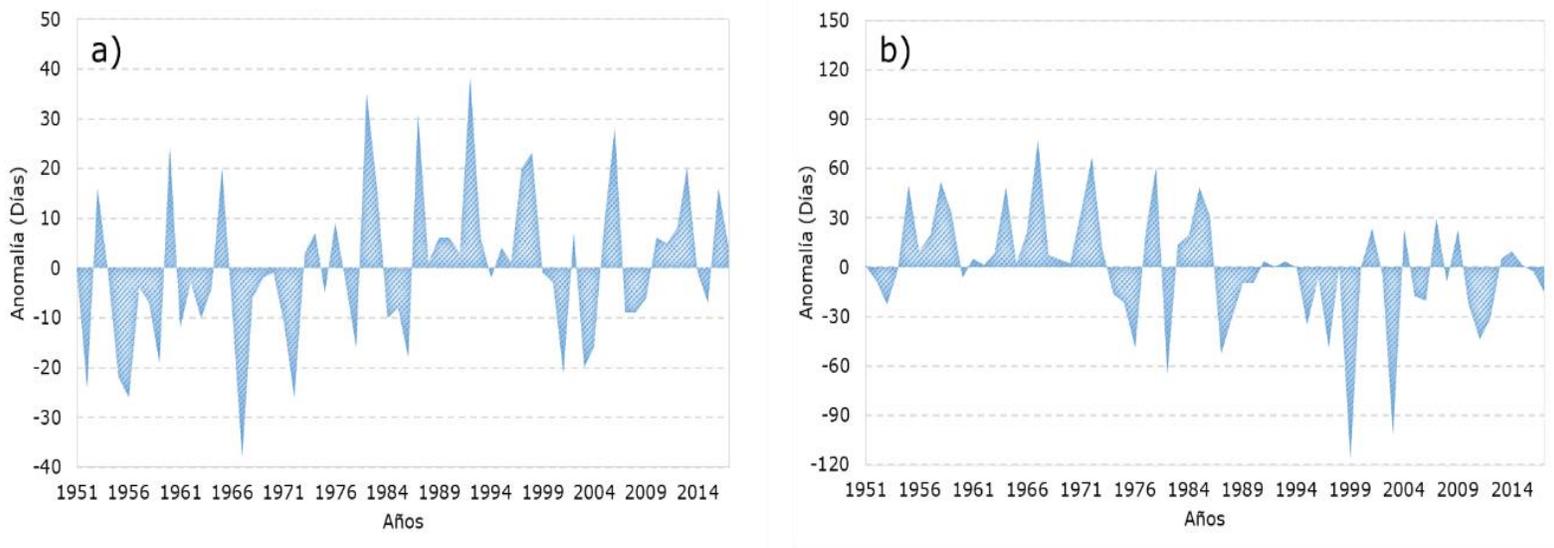


Figura 5. Anomalías del inicio del PC (a) y duración del PC (b) en la estación San Felipe (11065) del municipio de San Felipe, Guanajuato.

La tendencia de retraso en el PC en la mayor parte de zonas agrícolas del estado de Guanajuato se verifica en la Figura 6. En el caso

del inicio del PC (Figura 6a), las tonalidades verdes corresponden a las fechas tempranas y las rojas a las fechas tardías. Como puede apreciarse, en el periodo de 1960 a 1979, el inicio del PC delimitaba con claridad las dos zonas climáticas predominantes en el estado. La zona norte, con inicios en la segunda quincena de julio y primera de agosto, que en los municipios de San José Iturbide, San Miguel de Allende, Dolores Hidalgo, San Felipe y Ocampo, concentra la superficie agrícola de mayor importancia; se identifica también una región con menor importancia agrícola, que presentaba inicios del PC después de la primera quincena de agosto en los municipios de Doctor Mora, San Luis de la Paz y San Diego de la Unión, principalmente. En la zona sur, denominada comúnmente “El Bajío”, el inicio del PC ocurría de manera generalizada en la primera quincena de julio, con algunas zonas en los municipios de Salvatierra, Jaral del Progreso y Yuriria, que presentaban inicios anteriores al 30 de junio. Esta situación cambia drásticamente en el periodo de 1980 a 2017 (Figura 6b), donde prácticamente todo el norte se ubica en la tonalidad roja, con inicio del PC hasta después de la segunda quincena de agosto. En la zona sur se observa una amplia región abarcando municipios muy importantes desde el punto de vista agrícola, que registran un retraso en el inicio del PC hacia la segunda quincena de julio.

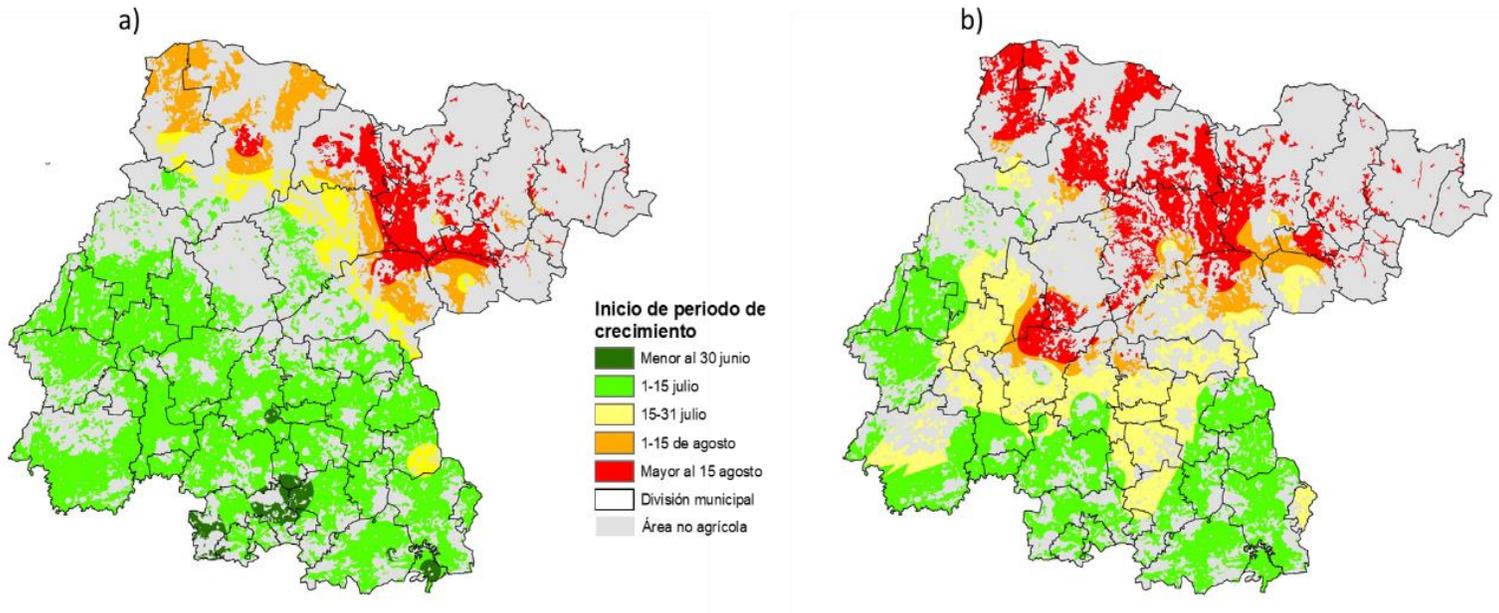


Figura 6. Inicio de periodo de crecimiento en el estado de Guanajuato:
a) periodo 1960-1979; b) periodo 1980-2017.

La duración del PC también registra reducciones importantes en la mayoría de las zonas agrícolas del estado, según se puede apreciar en la Figura 7. La rampa de colores del verde al rojo representa los cambios de mayor a menor duración del PC. En el periodo de 1960 a 1979 (Figura 7a), en los municipios del sur del estado prevalecían duraciones de más de 120 días del PC; mientras que en el periodo de 1980 a 2017 (Figura 7b), el PC se reduce en más de 30 días prácticamente en todos los municipios, afectando con mayor severidad (hasta en 60 días) a municipios como Manuel Doblado, Silao, Romita, León, y algunas zonas

de Irapuato, Salamanca, Juventino Rosas, Villagrán, Cortázar y Valle de Santiago.

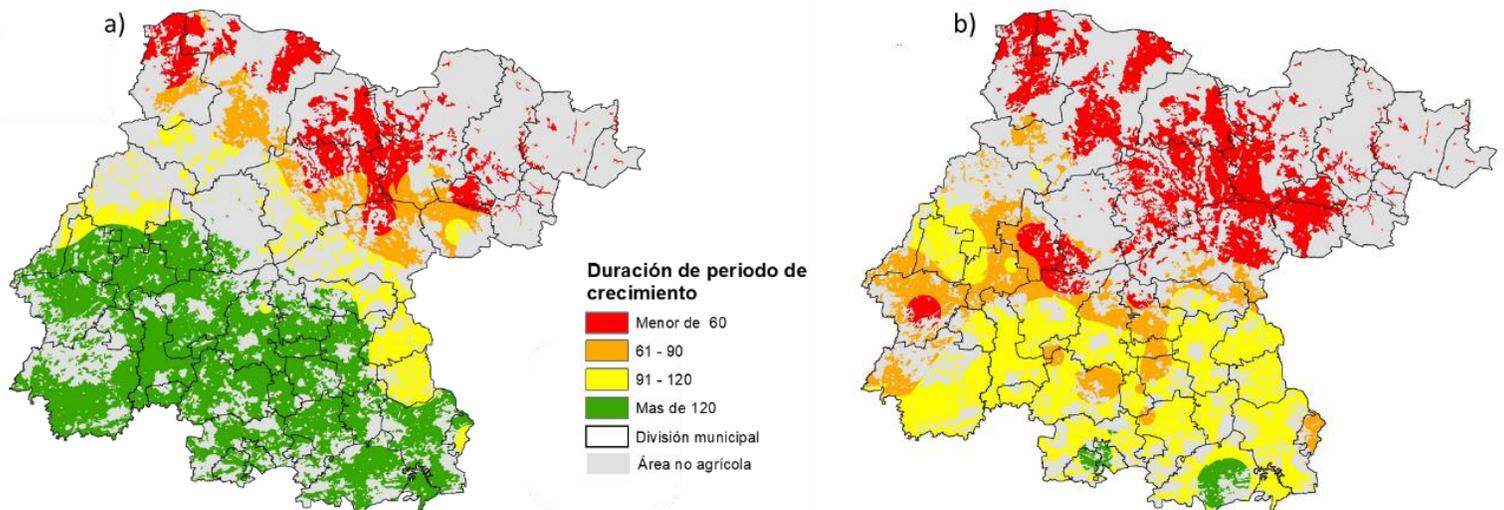


Figura 7. Duración del periodo de crecimiento en el estado de Guanajuato: a) periodo 1960-1979; b) periodo 1980-2017.

En el norte del estado se observa que en el periodo de 1960 a 1979, amplias zonas de los municipios de Ocampo, San Felipe, Dolores Hidalgo, San Miguel de Allende y San José Iturbide disponían de un PC de entre 90 y 120 días (Figura 7a), en tanto que en el periodo de 1980 a 2017 (Figura 7b), prácticamente todo el norte de la entidad registra duraciones del PC menores a 60 días.

Discusión

Los resultados obtenidos evidencian que la disponibilidad de humedad para los cultivos se ha vuelto más restrictiva en el periodo de 1980 a 2017, pues, por una parte, en el promedio estatal ha habido un retraso de 18 días en el inicio del PC y, por la otra, la duración del PC se ha reducido en promedio 35 días en el promedio estatal. Esto significa que los cultivos disponen ahora de un menor periodo de tiempo para su crecimiento y probablemente bajo condiciones menos favorables, al desplazarse hacia fechas más tardías. Diversos autores han consignado los efectos negativos del cambio climático en la agricultura de zonas templadas y subtropicales en las últimas décadas. López-Blanco, Pérez-Damián, Conde-Álvarez, Gómez-Díaz y Monterroso-Rivas (2018) estimaron una reducción de entre un 2.4 y un 5.5 % en las áreas de buena aptitud para maíz de temporal en México bajo escenarios de cambio climático. Dichas condiciones más restrictivas no necesariamente están relacionados con una disminución en la cantidad de lluvia sino con cambios en los patrones de distribución de la misma; Murray-Tortarolo (2021) analizó las series históricas de clima para México de 1951 a 2017, encontrando que aunque la precipitación media anual no registra cambios

significativos, sí hay una tendencia clara de cambio en los patrones de precipitación, con años húmedos cada vez más húmedos y años secos con tendencia a ser cada vez más secos.

Tanto el retraso como el acortamiento del PC han afectado prácticamente a todas las zonas agrícolas del estado; sin embargo, la situación del norte de la entidad es particularmente preocupante si se considera que de acuerdo con la Comisión Nacional Forestal y la Universidad Autónoma Chapingo (Conafor-UACH, 2013), el 63.4 % de la superficie del estado de Guanajuato presenta algún grado de degradación del suelo, predominando la ocasionada por la actividad agrícola y que concentra los mayores niveles de degradación precisamente en la zona norte. Sin duda estos procesos de degradación del suelo y de afectación del PC amenazan seriamente la actividad agrícola en toda la entidad y particularmente en el norte, donde además se concentra la población rural más vulnerable del estado desde el punto vista socioeconómico. Otros autores, como López-Feldman (2013), han destacado las consecuencias negativas esperadas del calentamiento de la atmósfera y el cambio climático sobre la producción de alimentos, enfatizando que para países como México tales impactos serían más severos en los segmentos más pobres de la población rural. Mall, Gupta y Sonkar (2017) coinciden en la estimación de severos impactos negativos del cambio climático en zonas templadas y subtropicales, y advierten sobre la necesidad de implementar estrategias de adaptación desde el nivel del productor individual. Aguilar *et al.* (2005) propusieron una estrategia para la recuperación de los suelos

en la zona norte del estado de Guanajuato. Los autores presentaron evidencia de que el uso de prácticas conservativas puede mejorar las propiedades hidráulicas del suelo, y favorecer la captación y retención de humedad en beneficio de la actividad agrícola. Los resultados obtenidos por la presente investigación apoyan esta propuesta como la más viable para proteger la actividad agrícola y la sustentabilidad de la producción de alimentos en la entidad.

Conclusiones

En el estado de Guanajuato, el cambio climático se manifiesta no solamente en el incremento de la temperatura sino en los patrones de distribución de la lluvia. Estos cambios se han intensificado a partir de la década de 1980, afectando drásticamente a la disponibilidad de humedad para los cultivos.

En los últimos 40 años, el inicio del PC se ha retrasado al menos 15 días y la duración del PC se ha reducido en al menos 30 días prácticamente en todo el estado. En la actualidad, el PC se ha reducido a menos de 60 días en el norte, lo cual limita el uso de la superficie agrícola de esta zona

a la producción de forrajes. De continuar tales tendencias es muy probable que en un periodo corto la superficie agrícola susceptible de cultivarse bajo temporal se reduzca drásticamente.

Es urgente trabajar en programas educativos de productores para promover prácticas de conservación del suelo a fin de recuperar la capacidad de almacenamiento de humedad de los mismos.

Por otra parte, los programas de mejoramiento genético deberían enfocarse en la generación de materiales genéticos con características que permitan su adaptación a las nuevas condiciones de disponibilidad de humedad.

Referencias

Allen, R., Pereira, L., Raes, D., & Smith, M. (2006). *Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos*. Roma, Italia: Estudio FAO Riego y Drenaje. Recuperado de <http://www.fao.org/3/x0490s/x0490s00.htm>

Arteaga-Ramírez, R., Vázquez-Peña, M. A., Coras-Merino, P. M., & Ángeles-Montiel, V. (2006). Componente de estación de crecimiento variación temporal espacial en Chapingo, México. *Ingeniería Hidráulica en México*, 21(2), 57-68. Recuperado de <http://revistatyca.org.mx/ojs/index.php/tyca/article/view/1085/97>

4



Aguilar, G. R., García, L. M. L., Paredes, M. R., Quijano, C. J. A., Aguirre, G. J. A., Díaz, E. L. F., & Arévalo, V. A. (2005). Efecto de las prácticas conservacionistas sobre la humedad del suelo y producción de maíz en Guanajuato. En: Sánchez, B. C., Fregoso, T. L. E., Bahena, J. F., & Bravo, E. M. (eds.). *Avances de investigación en agricultura sostenible III*. Morelia, México: Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias (Inifap), Centro Nacional de Productividad A.C. (Cenapros).

Conafor & UACH, Comisión Nacional Forestal & Universidad Autónoma de Chihuahua. (2013). *Línea base nacional de degradación de tierras y desertificación. Informe final*. Zapopan, México: Comisión Nacional Forestal y Universidad Autónoma Chapingo. Recuperado de <https://agua.org.mx/wp-content/uploads/2018/06/linea-base-nacional-de-degradaci%C3%B3n-de-tierras-y-desertificacion.pdf>

Conagua, Comisión Nacional del Agua. (2020). *Información estadística climatológica*. Recuperado de <https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica/informacion-estadistica-climatologica>

Esri Inc. (2012) *ArcGis 10.1 for Desktop. Software de sistemas de información geográfica*. Recuperado de <https://desktop.arcgis.com/es/desktop/>

García, E. (2004). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana)* (5ª ed.). México, DF, México: Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México.

González, M. J., Navar, C. J. J., & González, O. V. (2008). Análisis de tendencias de precipitación (1920-2004) en México. *Investigaciones Geográficas*, (65), 38-55. Recuperado de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?scrip=sci_arttext&pid=s0188-46112008000100004&ing=es&nrm=iso.

IIASA & FAO, International Institute for Applied Systems Analysis & Food and Agriculture Organization. (2012). *Global agro-ecological zones (GAEZ v3.0)*. Laxenburg, Austria, and Rome, Italy: International Institute for Applied Systems Analysis & Food and Agriculture Organization. Recuperado de http://pure.iiasa.ac.at/id/eprint/13290/1/GAEZ_Model_Documentation.pdf

INEGI, Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2021). *Portal de Geoinformación 2021*. Recuperado de <https://www.inegi.org.mx/datos/?t=0150>

- Kassam, A. H., van Velthuis, H. T., Fischer, G., & Shah, M.M. (1994). *Agro-ecological land resources assessment for agricultural development planning: A case study for Kenya. Resources data base and land productivity: Technical Annex 7: Guide to Computer Programs for Land Productivity Assessments. XQ-94-804.* Laxenburg, Austria: International Institute for Applied Systems Analysis. Recuperado de <http://www.fao.org/3/t0737e/t0737e00.htm>
- López-Blanco, J., Pérez-Damián, J. L., Conde-Álvarez, A. C., Gómez-Díaz, J. D., & Monterroso-Rivas, A. I. (2018). Land suitability levels for rainfed maize under current conditions and climate change projections in Mexico. *Outlook on Agriculture*, 47(3), 181-191. Recuperado de <https://doi.org/10.1177/0030727018794973>.
- López-Feldman, A. (2013). Climate change, agriculture and poverty: A household level analysis for rural Mexico. *Economics Bulletin*, 33(2), 1126-1139.
- Mall, R. K., Gupta, A., & Sonkar, G. (2017). Effect of climate change on agricultural crops. In: Dubey, S. K., Pandey, A., & Sangwan, R. S (eds.). *Current developments in biotechnology and bioengineering* (pp. 23-46). Amsterdam, The Netherlands: Elsevier.
- Murray-Tortarolo, G. N. (2021). Seven decades of climate change across Mexico. *Atmósfera*, 34(2), 217-226. Recuperado de <https://doi.org/10.20937/ATM.52803>

- NOAA, National Centers for Environmental Information. (2021). *Climate at a glance: Global time series*. Recuperado de <https://www.ncdc.noaa.gov/cag/>
- Ortega, G. D., & Velasco, I. (2013). Aspectos socioeconómicos y ambientales de las sequías en México. *Aqua-LAC*, 5(2), 78-90. Recuperado de https://agua.org.mx/wp-content/uploads/2014/06/Aspectos_socioeconomicos_y_ambientales_de_las_sequias_en_Mexico.pdf
- Quijano, C. J. A., & Rocha, R. R. (2011). *Sistema de información para el monitoreo del potencial ecológico de los cultivos, SIMPEC. Sistema de información para el monitoreo del potencial ecológico de los cultivos, SIMPEC*. Celaya, México: Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias.
- SIAP, Servicio de Información Agroalimentaria y Pesquera. (2020). *Anuario estadístico de la producción agrícola*. Ciudad de México, México: Servicio de Información Agroalimentaria y Pesquera, Secretaría de Agricultura y Desarrollo Rural. Recuperado de <https://nube.siap.gob.mx/cierreagricola/>.

- Utset, S. A., Farré, I., Martínez-Cob, A., & Cavero, C. J. (2004). Comparing Penman-Monteith and Priestley-Taylor approaches as reference-evapotranspiration inputs for modeling maize water-use under Mediterranean conditions. *Agricultural Water Management*, (66), 205-219. Recuperado de <http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2003.12.003>
- Yousif, L. A., Khatir, A. A., El-Hag, F. M., Abdelkarim, A. M., Adam, H. S., Abdelhadi, A. W., Kurosaki, Y., & Ali-Babiker, I. A. (2018). Length of the growing season for dry rainfed farming under Monsoon climate in Gedarif, Sudan. *African Journal of Agricultural Research*, 13(42), 2311-2323. Recuperado de <http://dx.doi.org/10.5897/AJAR2018.13449>.

DOI: 10.24850/j-tyca-14-01-04

Artículos

**Predicción de caudales mensuales en ríos de cuencas
altoandinas con enfoque de redes neuronales
artificiales. Caso: río Crisnejas, Perú**

**Prediction of monthly flows in rivers of high Andean
basins with an artificial neural network approach. Case:
Crisnejas river, Peru**

Luis Vásquez-Ramírez¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-8861-7889>

Luis Félix Vásquez-Paredes², ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-1982-4483>

¹Universidad Nacional de Cajamarca, Cajamarca, Perú,
lvasquez@unc.edu.pe

²Consultor, Perú, lfvp505@gmail.com

Autor para correspondencia: Luis Vásquez-Ramírez,
lvasquez@unc.edu.pe



Resumen

Predecir el comportamiento hidrológico en cuencas hidrográficas compuestas por ecosistemas altoandinos que tienen una variedad de climas, con geología compleja, topografía muy variada y suelos con alto contenido de materia orgánica generadoras de una cobertura vegetal muy heterogénea es muy difícil, y si a ello se adiciona la escasez de información hidrométrica en las redes hidrográficas se genera gran incertidumbre al planificar el aprovechamiento del recurso hídrico. La tendencia predominante para la predicción es a través de modelos hidrológicos que relacionan precipitación y escorrentía, los cuales requieren información histórica no disponible en la mayoría de los casos. La aplicación de la técnica de redes neuronales artificiales, en contraste, permite disponer de una metodología adaptable a la información disponible en cada cuenca para analizar la relación entre precipitación y escorrentía, y gracias a su robustez se pueden obtener resultados con gran precisión. El objetivo de esta investigación fue estimar y predecir los caudales promedio mensuales para la cuenca del río Crisnejas, ubicada en la región norte de los Andes peruanos; para ello se contó con registros históricos de 12 estaciones meteorológicas y una estación hidrométrica, utilizando datos de caudal, precipitación, temperatura e índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI), mediante una red neuronal artificial del tipo perceptrón multicapa, con bondad de ajuste del 81 %. Luego, con el registro generado de caudales, se entrenó otra red del tipo recurrente para predecir caudales medios mensuales de ocho años con una bondad de ajuste del 71 %.

Palabras clave: caudales mensuales, redes neuronales artificiales, predicción de caudal mensual.

Abstract

Predicting the hydrological behavior in hydrographic basins composed of high Andean ecosystems that have a variety of climates, with complex geology, highly varied topography, and soils with a high content of organic matter that generate a very heterogeneous vegetation cover, is very difficult, and if it is added the scarcity of hydrometric information in hydrographic networks causes great uncertainty when planning the use of water resources. The predominant trend for prediction is through hydrological models that relate precipitation and runoff, which require historical information that is not available in most cases. The application of the artificial neural networks technique allows a methodology adaptable to the information available in each basin to analyze the relationship between precipitation and runoff. Because of its robustness, results can be obtained with great precision. This research aimed to estimate and predict the average monthly flows for the Crisnejas river basin, located in the northern region of the Peruvian Andes, for which there were historical records of 12 meteorological stations and a hydrometric station, using flow data, precipitation, temperature and normalized difference vegetation index (NDVI), with a multilayer perceptron-type artificial neural network, which achieved a goodness of fit of 81 % in the coefficient of determination. Then with the generated record, another network of the

recurrent type was trained to predict monthly mean flows for eight years with a goodness of fit of 71 %.

Keywords: Monthly flows, artificial neural networks, monthly flow prediction.

Recibido: 22/12/2020

Aceptado: 18/09/2021

Introducción

La estimación de la oferta hídrica es un problema recurrente en la hidrología cuando no se dispone de un adecuado registro de caudales en la cuenca. Para este propósito se dispone de modelos teóricos que se basan en la interrelación de las variables del ciclo del agua y los procesos que ayudan a determinar la cantidad de agua disponible en un punto de interés. La información disponible y requerida en las cuencas determina las características del modelo que se puede aplicar en cada caso; por esto, en ocasiones se hacen simplificaciones o suposiciones respecto a las variables o al ciclo hidrológico, dependiendo de la información

requerida por el modelo. La selección de las variables y la cantidad de datos determina la capacidad predictiva del modelo (Cabrera, 2012).

Torres y Granados (2019) mencionan que tradicionalmente el análisis hidrológico se ha fundamentado en la disponibilidad de información climatológica e hidrológica en una cuenca hidrográfica que permite, junto con el análisis de las condiciones geográficas, geológicas y ambientales, la simulación de fenómenos naturales diversos, como la sequía, inundaciones, crecientes súbitas y disponibilidad de oferta hídrica, entre otros, que resultan ser insumos esenciales para la gestión integral del agua. Sin embargo, cuando se carece de instrumentación en una cuenca no es posible aplicar los protocolos clásicos de modelación, y los hidrólogos se enfrentan al problema de cuantificar el recurso hídrico de formas indirectas y a veces con poco sustento científico. Investigadores como Alipour y Kibler (2019), y Choubin *et al.* (2019) coinciden en que la estimación confiable del caudal, especialmente en cuencas no calibradas, es de suma importancia para la gestión y planificación ambiental, y la predicción del caudal en cuencas no calibradas es necesaria para respaldar las decisiones que se tomen en torno al mejor uso del agua.

Sivapalan y Wagener, citados por Hrachowitz *et al.* (2013), indican que al comienzo del nuevo milenio se había alcanzado una conciencia comunitaria de que las teorías, los modelos y los métodos empíricos hidrológicos eran en gran medida inadecuados para las predicciones en cuencas no calibradas y que además era necesario comprender mejor los vínculos entre la función hidrológica, es decir, la forma en que una cuenca responde a los insumos y la forma, es decir, las propiedades físicas de

una cuenca para abordar adecuadamente el desafío de las cuencas no calibradas.

Así, en las últimas décadas surge la necesidad de encontrar nuevas metodologías capaces de mejorar la precisión en las predicciones de caudales en cuencas no calibradas. Alipour y Kibler (2019) presentan una metodología para la predicción de flujo de corriente bajo el modelo de escasez de datos extrema (SPED), un marco diseñado para la predicción de flujo de corriente dentro de regiones de observación hidrometeorológica dispersa; mientras que Razavi y Coulibaly (2016), y Choubin *et al.* (2019) proponen considerar las características integrales de las cuencas a través de enfoques de modelos múltiples para mejorar la estimación continua del caudal diario en cuencas no calibradas mediante la regionalización, el proceso de transferencia de datos hidrológicos de cuencas hidrográficas calibradas a no calibradas. En la actualidad, muchos investigadores están incluyendo modelos de elevación digital para mejorar la aproximación en los cálculos, es el caso de Althoff, Ribeiro y Neiva-Rodrigues (2021), que presentan una metodología basada en el uso del conjunto de herramientas para el análisis del terreno mediante el modelo de elevación digital (TauDEM), a fin de obtener las variables de entrada para el modelo de regionalización promediadas para el área de captación de cada píxel en la cuadrícula de la red de caudal.

Hrachowitz *et al.* (2013), luego de concluir su investigación titulada “Una década de predicciones en cuencas no calibradas (PUB): una revisión”, encontraron que los principales factores que contribuyen a la incertidumbre predictiva resultante, que fueron identificados por la

iniciativa PUB, incluyen lo siguiente: a) una comprensión incompleta del conjunto de procesos que subyacen a la respuesta del sistema hidrológico y las retroalimentaciones a escala de captación entre estos procesos, lo que frecuentemente resulta en modelos inherentemente irreales con alta incertidumbre predictiva; b) una comprensión incompleta de la heterogeneidad espacio-temporal de múltiples escalas de los procesos en diferentes paisajes y climas, pues la gran mayoría de las pequeñas cuencas de captación en todo el mundo estaban, y siguen estando, sin medir con poca o ninguna información disponible; y c) técnicas de regionalización inadecuadas para transferir la comprensión de los patrones de respuesta hidrológica de ambientes medidos a no medidos debido a la falta de estudios comparativos entre cuencas hidrográficas y la falta de comprensión de los principios físicos que gobiernan una regionalización sólida.

En cuencas pequeñas, o casos en los que se dispone de poca cantidad de datos, o eventos específicos de precipitación, la relación directa entre lluvia y escorrentía se puede determinar mediante métodos de regresión (Osborn & Lane, 1969), deduciendo ecuaciones que puedan relacionar el caudal con la lluvia y/o más variables (USACE, 1971). Estas técnicas dan mayor flexibilidad en cuanto a la información requerida, aunque con mayor número de suposiciones y sin una interrelación conocida entre las variables intervinientes en el proceso, en comparación con los modelos hidrológicos. Además, por la naturaleza del método, la extrapolación de valores es limitada, no se pueden resolver las relaciones

no lineales sin transformar las entradas y es sensible a los valores atípicos.

En contraste con las técnicas y modelos de estimación de caudales descritos, las redes neuronales artificiales (en adelante RNA) presentan ventajas en cuanto a que no es necesario conocer la relación física entre las variables que intervienen en el problema; son robustas (no presentan alta sensibilidad a errores en los patrones de entrada); las variables de entrada pueden adaptarse a los datos disponibles (Delgado, 1998), y dependiendo del tipo de RNA pueden aplicarse en procesos recurrentes para realizar pronósticos de series de tiempo. Para Herrera, Leiva y Romero (2020), en hidrología existen muchos casos donde las redes neuronales se han utilizado para predecir el comportamiento de una variable con base en datos históricos previos y en un conjunto de variables predictoras, pues en su investigación abordaron el problema particular de la reconstrucción de información faltante de las estaciones meteorológicas utilizando RNA.

En las últimas décadas, el uso de redes neuronales en la modelización hidrológica ha aumentado debido a su propiedad fundamental como aproximador universal y parsimónico de funciones no lineales. En el campo de la previsión de inundaciones, los perceptrones de alimentación directa (*feed-forward*) y de tipo multicapa recurrentes (*recurrent multilayer*) han confirmado su eficiencia (Darras, Johannet, Vayssade, Kong-A-Siou, & Pistre, 2018). La gestión sostenible de los recursos hídricos requiere previsión de caudales en tiempos cortos, desafíos hidrológicos que Steyn (2018), y Lama y Sánchez (2020)

proponen enfrentarlos con la aplicación de técnicas de aprendizaje automático tanto para tratar la discontinuidad de los datos como para trabajar con caudales que siguen comportamientos no lineales ni estacionarios. Por su lado, Brenes-Jiménez (2020) puntualiza más la predicción del caudal promedio horario utilizando modelos de *Machine Learning* basados en árboles de decisión, comparando su capacidad predictiva en la estación hidrológica Palmar, ubicada sobre el río Grande de Térraba en la región Pacífico-Sur de Costa Rica.

Para Heras y Matovelle (2021), los métodos computacionales basados en el aprendizaje automático han tenido un amplio desarrollo y aplicación en hidrología, especialmente para sistemas de modelado que no tienen suficientes datos. Dentro de este problema hay series de datos que faltan y que no necesariamente deben descartarse; esto se logra mediante la completación de los mismos, entendiendo que para ello se requiere combinar enfoques o metodologías; en ese sentido se han desarrollado algunas investigaciones que han tenido resultados satisfactorios, como el de Canchala, Alfonso-Morales, Carvajal-Escobar, Cerón y Caicedo-Bravo (2020), que evaluó el desempeño de la combinación de tres enfoques de redes neuronales artificiales (ANN) en el pronóstico de las anomalías de lluvia mensual para el suroeste de Colombia; o el de Farfán, Palacios, Ulloa y Avilés (2020), que propone una técnica híbrida, utilizando las series de tiempo generadas por los modelos individuales como entradas de una nueva RNA. Este enfoque tiene como objetivo aumentar la precisión del flujo simulado mediante la

combinación y explotación de la información proporcionada por modelos físicos y basados en datos.

En el río Crisnejas, ubicado al norte del Perú, se tiene un registro mensual de caudales de 13 años en dos periodos separados por un vacío de datos durante 37 años; sin embargo, sí se cuenta con registros completos de precipitación y temperatura en muchas estaciones climáticas dentro y alrededor de la cuenca. Esta situación es común en cuencas de la costa y sierra peruanas de gran interés en la implementación de proyectos hidráulicos para los que se necesita conocer la disponibilidad de agua. El corto periodo de registro impide una estimación probabilística adecuada de la persistencia de caudales y por esta razón el registro debe ser completado a partir de relaciones lluvia-escorrentía (ANA, 2015). En ese sentido, en el país se aplican frecuentemente modelos hidrológicos para caudales mensuales, tales como el de Témez, de valoración global y para cuencas inferiores a 10 000 km² (Témez, 1977), o el modelo desarrollado por Lutz Scholz en el marco de la Cooperación Técnica de la República de Alemania para el Plan Meriss II, y que es aplicable solo a cuencas de la sierra peruana (Scholz, 1980).

Los modelos hidrológicos antes mencionados requieren de simplificar los datos de precipitación proveniente de las estaciones en un registro promedio dentro de la cuenca, eliminando la variabilidad. Algo similar ocurre con la temperatura y en el caso de Témez se requiere además de estimar la evapotranspiración potencial (ETP) promedio en la cuenca, pero no siempre se cuenta con datos suficientes y se debe optar

por modelos de estimación de ETP a partir de temperaturas. En el proceso de calibración y validación de estos modelos es posible llegar a encontrar valores absurdos en parámetros como la descarga del acuífero, o los coeficientes de retardo y escorrentía, dado que no siempre se puede aplicar en la cuenca de interés o simplemente se tienen deficiencias en los datos de entrada.

Frente a la propuesta de estimación de caudales mensuales mediante los modelos hidrológicos mencionados, las RNA no eliminan la variabilidad de los datos de precipitación provenientes de las diferentes estaciones climáticas, sino que establecen de manera implícita o interna su influencia en los datos de salida. Algo similar ocurre con los datos de temperatura o las variables adicionales que se pueden considerar en el análisis. Además, la calibración no es necesaria, pues la RNA buscará “aprender” por sí sola cómo debe relacionar las entradas para llegar a la salida con el menor error posible (Delgado, 1998). Esto brinda mucha flexibilidad en cuanto a la información de entrada y la calidad de los resultados.

Por lo anterior, el objetivo de esta investigación es aplicar las redes neuronales artificiales (RNA) para estimar los datos de caudal faltantes en el río Crisnejas a partir de datos de precipitación, temperatura y cobertura vegetal cuantificada mediante el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) de un año promedio.

Antecedentes

Las redes neuronales artificiales son una técnica computacional inspirada en el trabajo del modelo de neurona biológica y lógica umbral de Warren McCulloch y Walter Pitts en el año 1943; el principio del perceptrón se estableció en 1958 con su limitación a la resolución solamente de problemas separables linealmente, pero no es sino hasta 1975 cuando se propone el algoritmo de propagación inversa o *backpropagation*, y se resuelve tal limitación (Delgado, 1998).

Las investigaciones que aplican directamente las redes neuronales artificiales (RNA) para la solución de problemas hidrológicos complejos han sido cada vez más frecuentes dada la gran cantidad de herramientas computacionales desarrolladas en los últimos años para el entrenamiento de RNA, y sus diferentes algoritmos y tipos. Se presenta a continuación un resumen de los trabajos previos que anteceden a esta investigación.

El *Journal of Hydrologic Engineering* (ASCE Task Committee on Application of Artificial Neural Networks in Hydrology, 2000) presenta un artículo en el que se recopilan las posibles aplicaciones de las RNA en diversas ramas de la hidrología, como: lluvia-escorrentía, caudales, aguas subterráneas, calidad de agua y precipitación. Indica que, con un adecuado entrenamiento, las RNA pueden generar resultados satisfactorios para la predicción de los problemas en la hidrología.

Dawson y Wilby (2001) proponen un protocolo para la implementación de redes neuronales artificiales en procesos precipitación-escorrentía y predicción de inundaciones en el que se menciona un proceso de normalización o tipificación de los datos en el rango que es aceptado por la función de activación.

Kalteh (2008) realiza una modelación precipitación-escorrentía y RNA mediante datos de precipitación, temperatura, caudal y tiempo. Su investigación concluyó en una precisión razonable en la estimación del caudal mediante las RNA; además, las señala como herramientas prometedoras no sólo en cuanto a precisión del modelo sino también en la relación aprendida, dado que utilizó métodos de interpretación neuronal para interpretar la conexión entre los pesos de la red.

En su investigación, Laqui (2010) utiliza los datos de precipitación, evapotranspiración y caudal del río Huancané (Perú) para el entrenamiento de una RNA del tipo perceptrón multicapa con el algoritmo de *backpropagation* y compara sus resultados con un modelo de serie temporal estocástica, obteniendo un mejor ajuste con la RNA.

Herrera-Quispe, Yari, Luque y Tupac (2013) utilizaron también RNA del tipo perceptrón multicapa con el algoritmo de Levenberg-Marquardt para generar caudales mensuales estocásticos en la cuenca del río Chili (Perú), en combinación con el modelo estocástico de Thomas-Fiering.

Gomes-Villa-Trinidad (2016) presenta en su trabajo de fin de máster un modelo de predicción de aportaciones mensuales utilizando RNA en la cuenca del río Amambaí (Brasil). Sus conclusiones mostraron

que utilizando 10 neuronas ocultas se pudo obtener mejores resultados que con redes de 15 a 25 neuronas. Además concluye en que las RNA son una alternativa muy eficiente para realizar predicciones de caudales en contraste con el modelo Naive de predicción trivial. Esta investigación también recopila la metodología propuesta por Dawson y Wilby (2001) en forma de protocolo para implementar modelos precipitación-escorrentía con RNA. La investigación también empleó RNA del tipo perceptrón multicapa con el algoritmo de Levenberg-Marquardt.

Materiales y métodos

Propuesta metodológica

Para determinar el caudal mensual histórico en el periodo 1965-2017 y hacer su predicción en un periodo de ocho años se propone el entrenamiento de dos redes neuronales artificiales del tipo perceptrón multicapa y recurrente NAR.

Para la primera red, los patrones de entrenamiento tienen como entrada los siguientes datos:

- Precipitación. Registrada mensualmente (1965-2017) en 12 estaciones meteorológicas ubicadas en la zona de estudio (límite de la cuenca y alrededores).
- Temperatura. Registrada (1965-2017) por 5 de las 12 estaciones anteriores.
- Cobertura del suelo. Cuantificada a partir del NDVI y obtenida a partir de imágenes multiespectrales de cada mes de un año hidrológico promedio.
- Caudales. Registro mensual corto (1965-1976, 2014-2019) utilizado en tres partes: una para el entrenamiento de la red tipo perceptrón multicapa (1968-1976, 2016); otro para la validación de dicha red (2014, 2015, 2017), y otro periodo más corto (2018-2019) para la validación de la predicción hecha con la red tipo recurrente NAR.

El diagrama propuesto en la Figura 1 muestra el proceso seguido para el entrenamiento y la predicción con ambas redes.

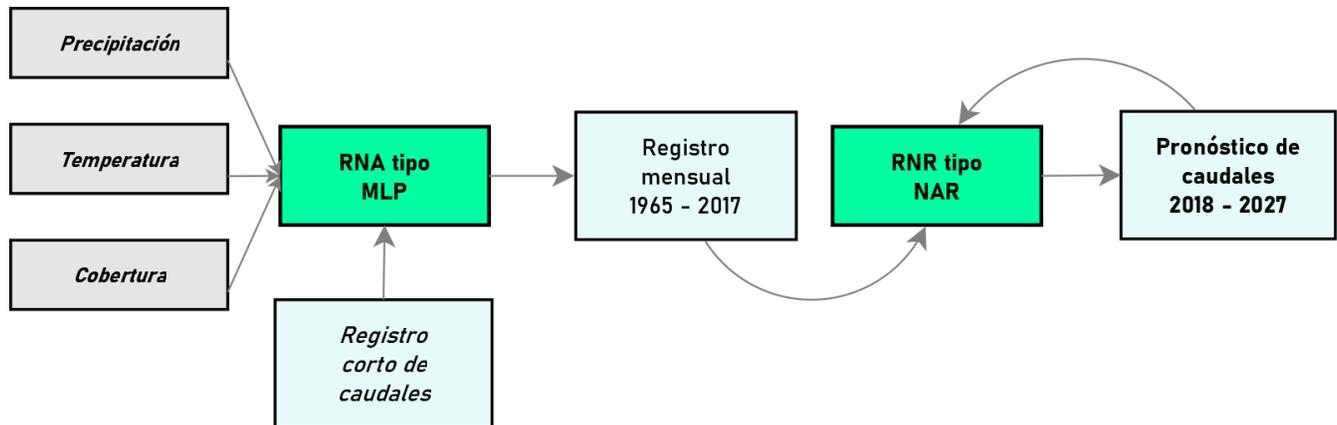


Figura 1. Metodología para la estimación de caudales.

Para la segunda red (RNR NAR) solamente se requieren los datos del caudal estimado con la RNA MLP.

En la actualidad existen muchas herramientas para llevar a cabo el entrenamiento de redes neuronales artificiales de todo tipo, desde lenguajes de programación como Python o R hasta programas con interfaz gráfica como MATLAB. Para este caso, el entrenamiento de la RNA tipo MLP se ha hecho mediante la programación del algoritmo de *backpropagation* en lenguaje VB.net. Para el caso de la RNR tipo NAR se ha utilizado la aplicación *Time Series App* de redes neuronales artificiales de MATLAB 2015.

Balance hídrico

La metodología propuesta para la estimación del caudal mensual (m^3/s) en la cuenca del río Crisnejas parte del planteamiento de las variables más influyentes en el balance hídrico de la cuenca. Según Fattorelli y Fernández (2007), el modelo hidrológico de una cuenca está fundamentado en los procesos que integran las fases del ciclo hidrológico. En una cuenca podemos encontrar diversas variables que se clasifican en entradas (precipitación); salidas (escorrentía, flujo subterráneo, evapotranspiración), y variación del almacenamiento. Todas estas variables se interrelacionan como se muestra en la Ecuación (1):

$$\Delta S = P - Q - G - ET \quad (1)$$

Donde:

ΔS = almacenamiento en mm/año por área de la cuenca.

P = precipitación en mm/año por área de la cuenca.

Q = caudal en mm/año por área de la cuenca.

G = flujo neto de aguas subterráneas hacia el exterior de la cuenca en mm/año por área de la cuenca.

ET = evapotranspiración en mm/año por área de la cuenca.

Al analizar cada una de las variables se observa que el conocimiento de la precipitación es primordial para efectos de estimar el caudal; en este caso se considera independiente de otros factores, y es un dato medido y a considerar en el patrón de entrada de la RNA.

El flujo subterráneo depende de la cobertura, el tipo de suelo y la geología; estos dos últimos se consideran constantes en la escala de tiempo mensual y el periodo global analizado (53 años), por lo tanto, el parámetro a cuantificar viene a ser la cobertura. En tal sentido, se ha propuesto la cuantificación de dicho parámetro a través del NDVI o Índice Diferencial de Vegetación Normalizado según Huete y Tucker (1991), en un año promedio.

La evapotranspiración, según Allen, Pereira, Raes y Smith (2006), es la combinación de dos procesos separados por los que el agua se pierde a través de la superficie del suelo por evaporación y transpiración de la vegetación. Existen muchas ecuaciones o métodos para su estimación. En esta investigación se ha tomado su conceptualización más sencilla. Thornthwaite (1948) plantea la Ecuación (2), que brinda una estimación de la ETP en mm/día:

$$ETP = 16(10 \times T/I)^a \quad (2)$$

Donde:

T = temperatura en °C.

I = índice de calor anual, es función de la temperatura mensual.

a = parámetro en función de I .

De esta manera, la evapotranspiración potencial no necesita ingresar directamente en el modelo, ya que puede ser expresada como función de la temperatura. Su comportamiento también será mejorado a partir del NDVI, dado que, realmente, también es dependiente de la cobertura de la cuenca.

El almacenamiento está relacionado con procesos complejos en los cuales se debe tener en cuenta la cobertura, el tipo de suelo, la geología, la infraestructura y el relieve. Su variabilidad no es significativa en el periodo de tiempo y la escala temporal de la investigación, por lo tanto es una constante.

Finalmente, se propone el modelo conceptual para estimar el caudal mensual con base en la precipitación (P), temperatura (T) y NDVI:

$$Q = f(P, T, NDVI) \quad (3)$$

Red del tipo perceptrón multicapa y algoritmo de retropropagación

Según Isasi-Vinuela y Galván-León (2004), a diferencia del perceptrón simple, el perceptrón multicapa permite resolver problemas no separables linealmente. Este tipo de red está compuesta por varias capas ocultas que permiten tener regiones de decisión. El perceptrón multicapa o MLP (*multi-layer perceptron* se suele entrenar por medio del algoritmo de propagación inversa o retropropagación (*back propagation*), razón por la cual también es conocido con el nombre de red de retropropagación.

Las RNA del tipo perceptrón multicapa (Figura 2) están compuestas de una capa de entrada, una o varias capas intermedias u ocultas, y una capa de salida. Cada una de las neuronas en las capas anteriores se conectan con todas las neuronas de las capas siguientes. La información se propaga en un solo sentido: una vez que la información se presenta en la RNA en la capa de entrada, ésta llega hasta la capa de salida pasando por las ocultas; dicho proceso se denomina *feedforward*.

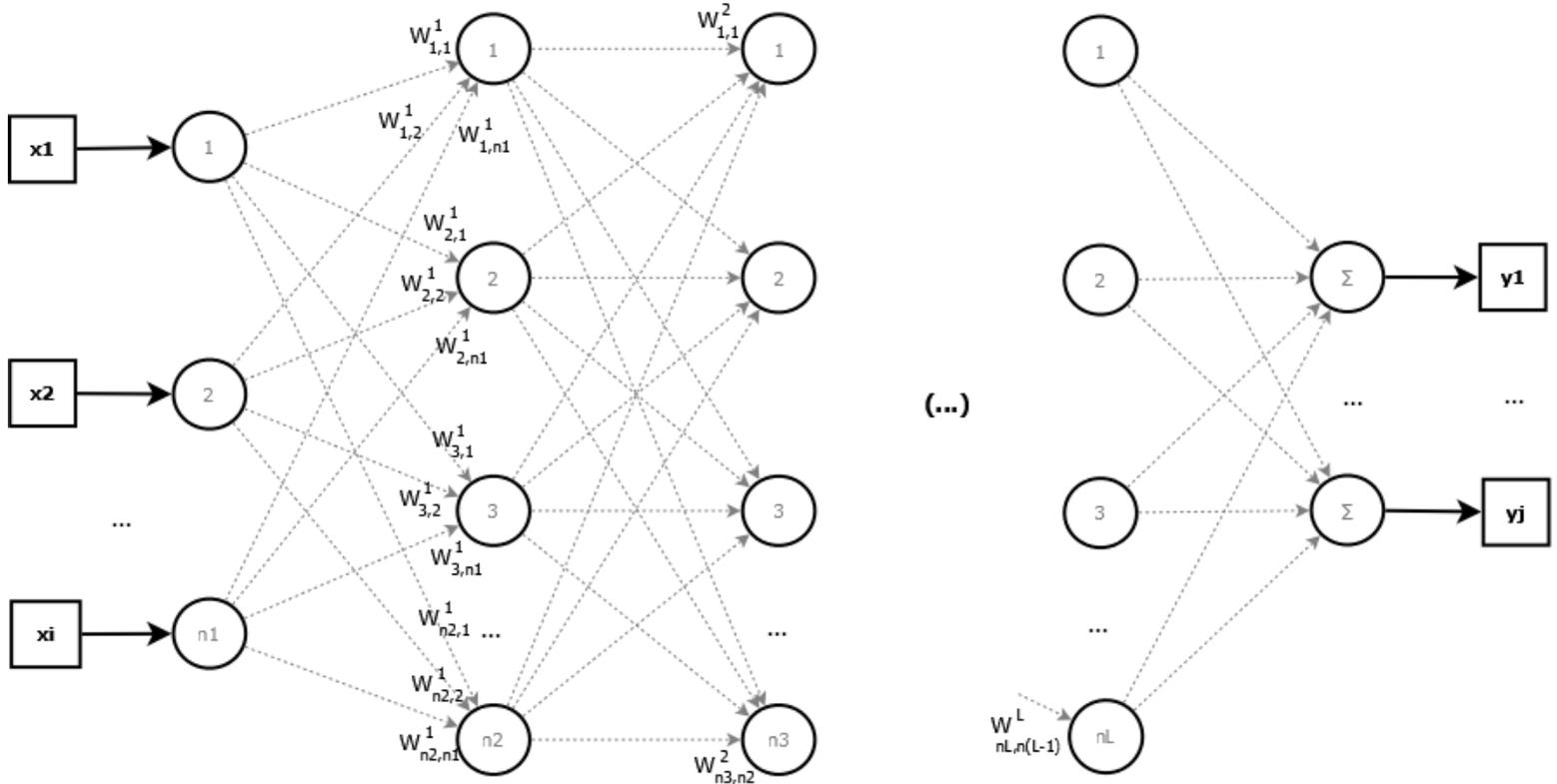


Figura 2. Perceptrón multicapa.

Cada neurona recibe una combinación lineal (sumatoria) de la información afectada por los denominados "pesos" y luego es evaluada por la "función de activación", la misma que genera la entrada para la capa siguiente, tal como se interpreta de la Ecuación (4), según Delgado (1998). Los pesos se ajustan mediante el proceso de entrenamiento, para el cual existen algoritmos como el de retropropagación, que se combina con técnicas de minimización de errores, como el descenso de gradiente, Levenberg-Marquardt, Newton o gradiente conjugado:

$$y = \sigma(\sum W * x + W0) \quad (4)$$

Donde:

y = salida de la neurona.

σ = representa la función de activación (FA); puede ser del tipo tangente, logística, identidad, ReLU, Gaussiana u otras.

x = son las entradas.

W = pesos.

$W0$ = umbral de activación.

Algoritmo de retropropagación

El algoritmo de retropropagación para entrenar una arquitectura MLP (*multi-layer perceptron* o perceptrón multicapa) consta de cinco pasos elementales según Larranaga, Inza y Moujahid (1997), los cuales son:

Paso 1. Establecer aleatoriamente los pesos y umbrales iniciales ($t:=0$, época inicial).

Paso 2. Para cada patrón del conjunto de entrenamiento:

2.1 Ejecutar una fase para obtener la respuesta de la red en el patrón.

2.2 Calcular el error total en la capa de salida.

2.3 Calcular el incremento parcial de los pesos y umbrales debidos a cada patrón de entrenamiento.

Paso 3. Calcular el incremento total actual, extendido a todos los patrones. Se realiza el mismo procedimiento con los umbrales.

Paso 4. Se actualizan los pesos y umbrales.

Paso 5. Se determina el error total y si no es aceptable se vuelven a presentar a la red todos los patrones y se repite el algoritmo desde el Paso 2 hasta obtener resultados satisfactorios ($t:=t+1$, época siguiente).

Blanco (2016) indica que el algoritmo de retropropagación se suele combinar con algún algoritmo de aprendizaje, como la regla delta o el método del descenso de gradiente. Con este último se ha llevado a cabo el entrenamiento de la RNA utilizada en esta investigación.

El esquema propuesto para el entrenamiento se muestra en la Figura 3. Las principales características de la RNA utilizada para la estimación del registro histórico de caudales mensuales del periodo 1965-2017 es:

- Tipo RNA : perceptrón multicapa
- Algoritmo de entrenamiento : propagación inversa
- Algoritmo combinado : descenso de gradiente
- Función de activación única : tangente hiperbólica
- Estructura de la RNA : 7 – 5 – 4 - 1 neuronas por capa

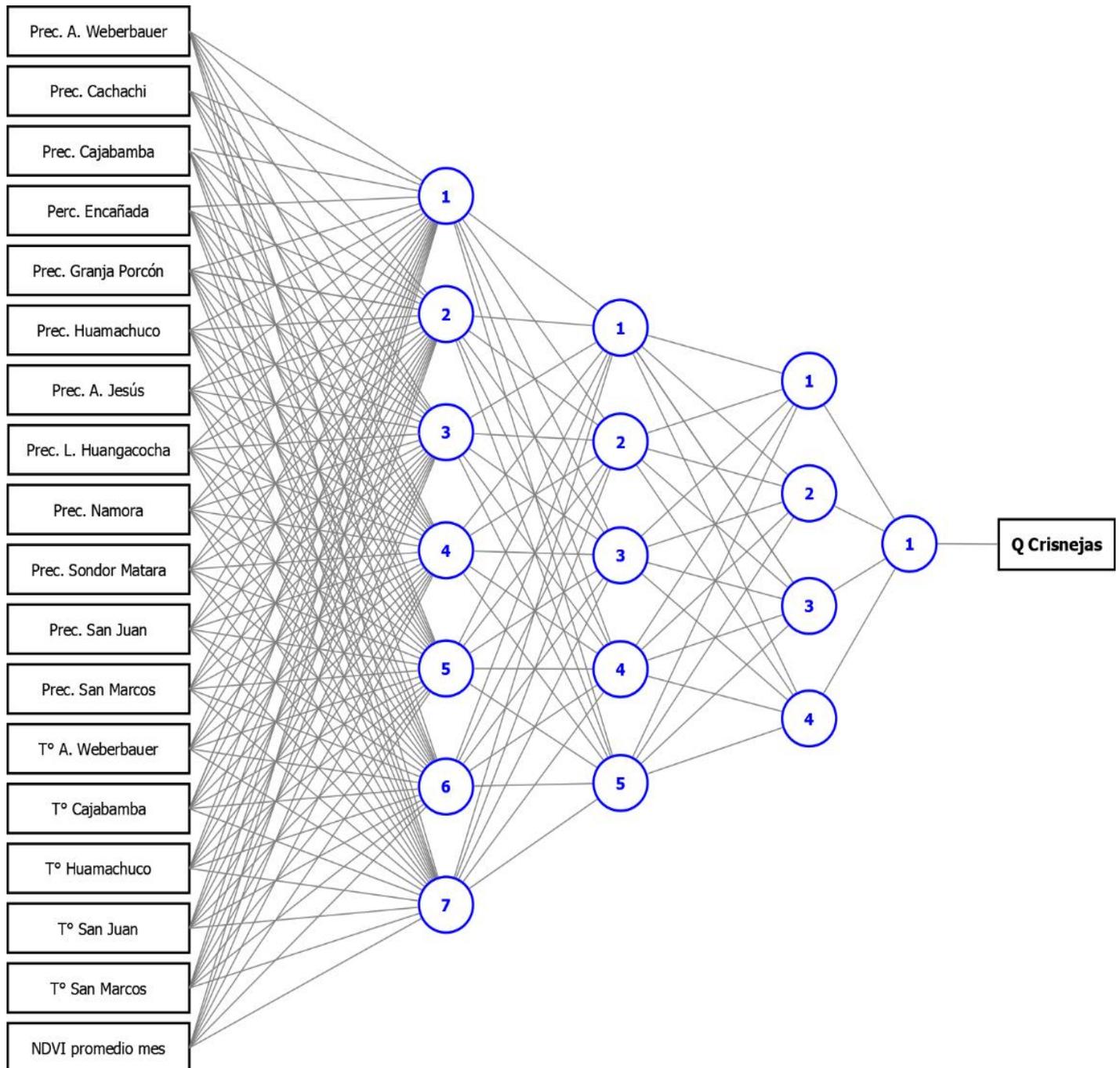


Figura 3. Red neuronal artificial perceptrón multicapa entrenada.

Este esquema se ha obtenido a partir múltiples procesos de prueba y error, siendo el que obtuvo mejores resultados en entrenamiento y en la extensión de los valores no entrenados.

Red del tipo recurrente

Pérez-Ortiz (2002) explica en su tesis doctoral que la forma en que se interconectan las neuronas de una RNA define un grafo dirigido. Si el grafo es acíclico estamos ante el caso más común de una RNA de propagación hacia adelante o *feedforward*, tipo de red en el que se encuentran las RNA tipo perceptrón multicapa vistas anteriormente. En el caso de que la red posea ciclos se denomina red neuronal recurrente. En este tipo de redes los ciclos existentes tienen un profundo impacto en la capacidad de aprendizaje de la red y las hacen más eficientes para el procesamiento de series temporales.

Una red neuronal recurrente (RNR) puede ser de varios tipos. En esta investigación se ha empleado una RNR tipo NAR (*Non linear autoregressive*), también conocida como modelo autorregresivo no lineal. Su estado es una combinación de las entradas y salidas del patrón previo, lo que las hace idóneas para la predicción de series de tiempo. Además

de incorporar las entradas anteriores, se añaden las salidas anteriores de la red.

En esta investigación se ha entrenado una RNR NAR para realizar la predicción de la serie de tiempo sintética proveniente de la RNA MLP en un periodo de ocho años a futuro. Dicho entrenamiento se realizó en MATLAB con el módulo de *Time Series App*, que se abre ejecutando el comando *nstart* en la línea de comandos. Las características de la red (Figura 4) son las siguientes:

- Tipo RNA : recurrente NAR
- Algoritmo de entrenamiento : propagación inversa
- Algoritmo combinado : regularización bayesiana
- Estructura de la RNA : 12 neuronas
- Retardo : 96 valores

El retardo de 96 valores (ocho años) se ha establecido con base en la cantidad de años que se desean proyectar.

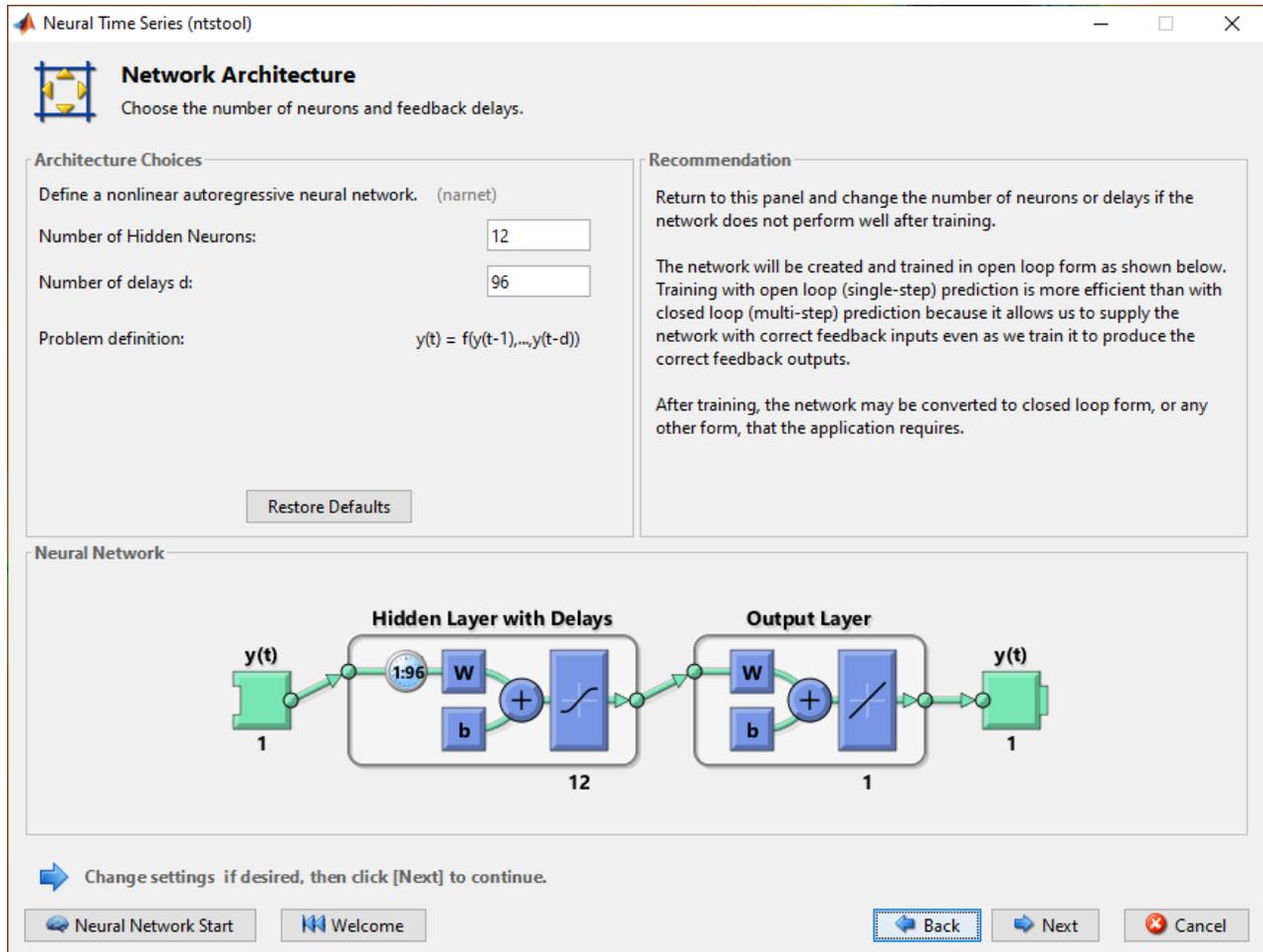


Figura 4. Entrenamiento de la RNR NAR en MATLAB 2015.

Con la red entrenada, se ejecutan las siguientes líneas de código mediante un *script* de MATLAB, que permite propagar o realizar el pronóstico a partir de la información entrenada por la RNR NAR:

```
T = tonndata(CAUDAL,false,false); %corrige la información para la red  
[x1,xio,aio,t] = preparets(net,{},{},T); %prepara la información para el tipo de red  
[y1,xfo,afo] = net(x1,xio,aio); %propaga la información a través de la red  
[netc,xic,aic] = closeloop(net,xfo,afo); %genera una red cerrada a partir de la anterior  
[y2,xfc,afc] = netc(cell(0,96),xic,aic); %realiza la propagación 96 meses u ocho años
```

Procesamiento de datos

Protocolo para implementación de RNA en modelos precipitación-escorrentía

Dawson y Wilby (2001) proponen un protocolo para la implementación de RNA en modelos de lluvia-escorrentía, el cual consiste en los siguientes pasos:

- 1° recopilar datos.
- 2° seleccionar el modelo de predicción.

3° preprocesamiento de datos-etapa 1: eliminación de saltos y tendencias; de ser necesario, remover también la estacionalidad. Seleccionar las variables a predecir y las variables que harán la predicción, elegir las más influyentes.

4° elegir un tipo de RNA: tipo de red, algoritmo de entrenamiento.

5° preprocesamiento de datos-etapa 2: escalar los datos según el rango de salida de la función de activación elegida. Para este paso puede emplearse la Ecuación (5):

$$Z_T = \frac{(L_s - L_i) \times Y + (L_i \cdot M_z - L_s \cdot m_z)}{M_z - m_z} \quad (5)$$

Donde:

Z_T = es la serie escalada.

M_z, m_z = son el máximo y mínimo valor de la serie Y , respectivamente.

L_s, L_i = son los límites superior e inferior a adoptar, respectivamente.

Y = es el valor a escalar.

6° entrenar la RNA.

7° validar la RNA.

Se ha escalado la información preprocesada en la primera etapa. Los parámetros requeridos para escalar cada una de las variables hacia el rango de trabajo de la función tangente hiperbólica (-1 a 1) se muestran en la Tabla 1. No se ha utilizado todo el rango de la función por la recomendación del protocolo antes mencionado, sino que se han escalado los valores de tal manera que se tenga un máximo de 0.9 y un mínimo de -0.9 en cada variable.

Tabla 1. Parámetros para escalar las variables al rango de trabajo de la función de activación tangente hiperbólica.

| Variable | Estación | Mz | mz | Ls | Li |
|---------------|----------------|--------|------|------|-------|
| Precipitación | Cachachi | 445.80 | 0.00 | 0.90 | -0.90 |
| | Cajabamba | 329.50 | 0.00 | 0.90 | -0.90 |
| | Encañada | 333.21 | 0.00 | 0.90 | -0.90 |
| | G. Porcón | 568.90 | 0.00 | 0.90 | -0.90 |
| | Huamachuco | 333.80 | 0.00 | 0.90 | -0.90 |
| | Jesús | 292.24 | 0.00 | 0.90 | -0.90 |
| | L. Huangacocha | 471.00 | 0.00 | 0.90 | -0.90 |
| | Namora | 309.80 | 0.00 | 0.90 | -0.90 |
| | San Juan | 461.80 | 0.00 | 0.90 | -0.90 |
| | San Marcos | 283.30 | 0.00 | 0.90 | -0.90 |

| | | | | | |
|--------------------|------------------|--------|-------|------|-------|
| | S. Matara | 430.20 | 0.00 | 0.90 | -0.90 |
| | A. Weberbauer | 257.00 | 0.00 | 0.90 | -0.90 |
| Temperatura | Cajabamba | 18.20 | 15.10 | 0.90 | -0.90 |
| | Huamachucho | 15.50 | 11.00 | 0.90 | -0.90 |
| | San Marcos | 20.65 | 14.90 | 0.90 | -0.90 |
| | A. Weberbauer | 18.50 | 14.20 | 0.90 | -0.90 |
| | San Juan | 19.50 | 14.80 | 0.90 | -0.90 |
| Cobertura | NDVI | 0.52 | 0.31 | 0.90 | -0.90 |
| Caudal | Puente Crisnejas | 205.60 | 0.62 | 0.90 | -0.90 |

Recopilación y tratamiento de información meteorológica e hidrométrica

Las estaciones meteorológicas se encuentran distribuidas de manera no uniforme dentro de la cuenca y sus alrededores. Se han seleccionado las que están mejor distribuidas espacialmente en latitud, longitud y elevación, y que además poseen registros confiables en periodos de tiempo largos. La información se recopiló de las estaciones

mostradas en la Tabla 4. Las estaciones están ubicadas tal como muestra la Figura 6.

Tabla 2. Estaciones hidrometeorológicas.

| Estación | Coordenadas | | Altitud | Periodo de registro | Años de registro | Variables | | |
|--------------------|-------------|---------|---------|--------------------------|------------------|-----------|----|---|
| | Longitud | Latitud | msnm | | | PP | T° | Q |
| Augusto Weberbauer | 78° 29' | 7° 09' | 2 660 | 1965-2017 | 53 | x | x | |
| Cachachi | 78° 16' | 7° 27' | 3 200 | 1965-2017 | 53 | x | | |
| Cajabamba | 78° 03' | 7° 37' | 2 550 | 1965-2017 | 50 | x | x | |
| La Encañada | 78° 19' | 7° 07' | 2 980 | 1998-2017 | 20 | x | | |
| Granja Porcón | 78° 37' | 7° 02' | 3 180 | 1965-2017 | 49 | x | | |
| Huamachuco | 78° 03' | 7° 49' | 3 150 | 1965-1990 y 1991-2017 | 52 | x | x | |
| Jesús | 78° 23' | 7° 14' | 2 640 | 1994-2017 | 24 | x | | |
| Laguna Huangacocha | 78° 04' | 7° 56' | 3 780 | 1965-2017 | 47 | x | | |
| Namora | 78° 20' | 7° 12' | 2 760 | 1965-2017 | 53 | x | | |
| San Marcos | 78° 10' | 7° 19' | 2 290 | 1965-2017 | 53 | x | x | |
| Sondor Matara | 78° 14' | 7° 13' | 2 930 | 1993-2017 | 25 | x | | |
| San Juan | 78° 29' | 7° 17' | 2 228 | 1965-2017 | 53 | x | x | |

| | | | | | | | | |
|------------------|--------|--------|-------|--------------------------|----|--|--|---|
| Puente Crisnejas | 78° 6' | 7° 27' | 1,988 | 1968-1976 y 2014-2017 | 13 | | | x |
|------------------|--------|--------|-------|--------------------------|----|--|--|---|

Para ejecutar la primera etapa del preprocesamiento de datos propuesto por Dawson y Wilby (2001) se han filtrado los valores atípicos mediante los gráficos de cajas de Tukey (1977), y se verificaron y corrigieron los saltos en la media mediante herramientas de estadística no paramétrica, como la prueba de desviaciones acumuladas de Buishand (1982), así como en la varianza mediante la prueba de Fligner-Killeen (Fligner & Killeen, 1976). También se analizaron las tendencias con la prueba de Kendall (1975). Todo el proceso anterior se hizo en lenguaje R 3.4.0, con los paquetes Trend y Climtrends. El relleno de datos se realizó con el modelo HEC-4 del US Army Corps of Engineers (1971), que se basa en regresiones múltiples entre cada mes de registro y entre estaciones. Esta primera etapa se llevó a cabo siguiendo el flujograma mostrado en la Figura 5.

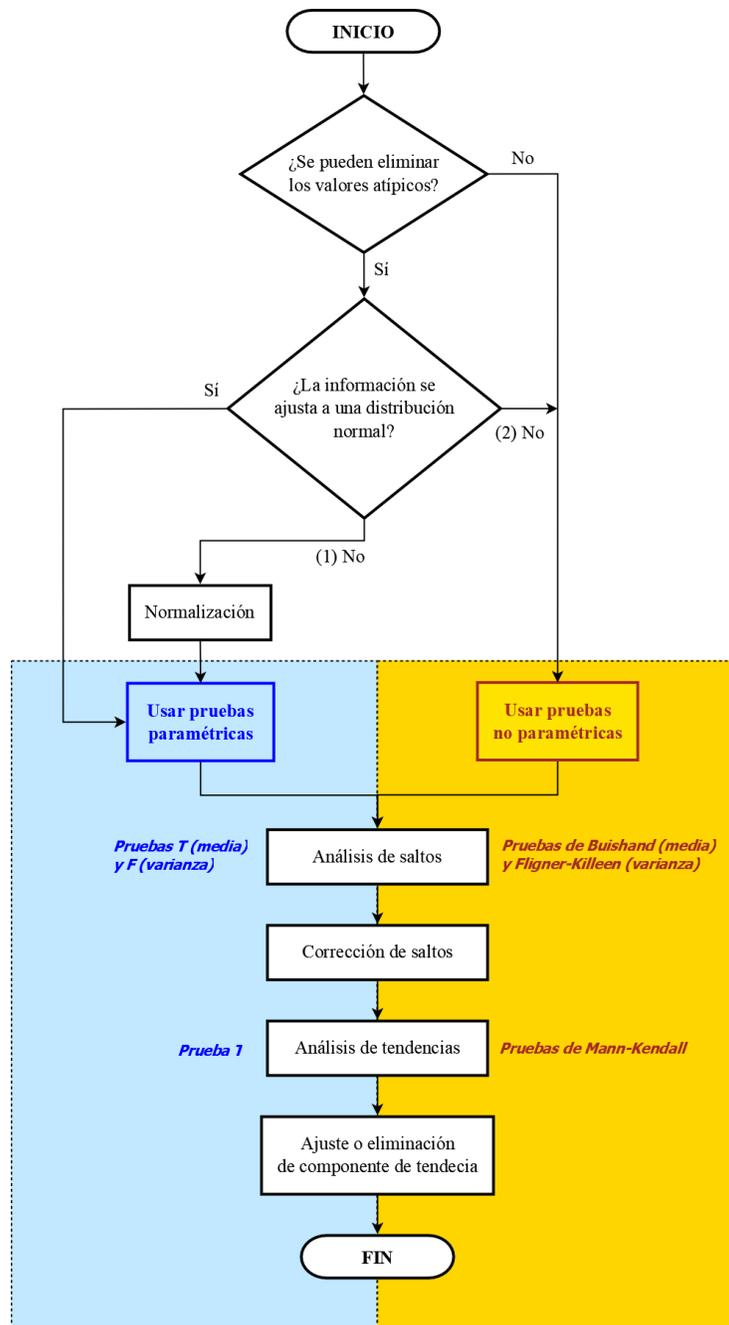


Figura 5. Diagrama de flujo de preprocesamiento de información hidrometeorológica.

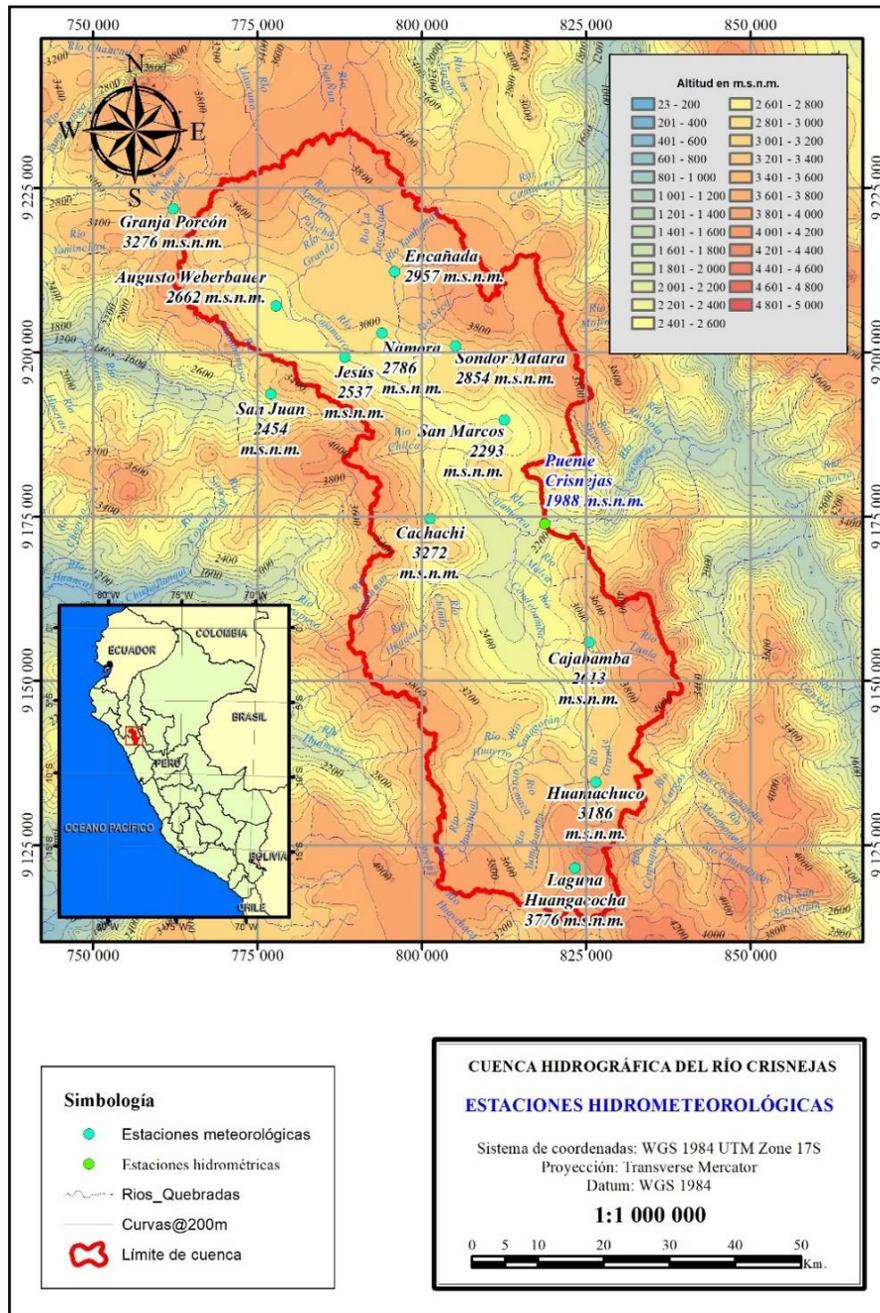


Figura 6. Estaciones hidrométricas y meteorológicas.

Recopilación y tratamiento de información cartográfica

La cuenca se ha delimitado utilizando un modelo digital de elevaciones ASTER-GDEM. Además, se adquirieron 12 imágenes multiespectrales del programa Landsat correspondientes a cada mes del año hidrológico, tal como lo muestra la Tabla 3. Estas imágenes han servido para determinar el NDVI mediante la ecuación de Huete y Tucker (1991):

$$NDVI = \frac{NIR - Red}{NIR + Red} \quad (6)$$

Donde:

NIR = es la banda correspondiente al cercano infrarrojo.

Red = es la banda del espectro rojo.

Tabla 3. Imágenes Landsat utilizadas para determinar el NDVI.

| Imagen | Año de toma | Satélite | Cobertura de nubes |
|---------------|--------------------|-----------------|---------------------------|
| Enero | 1992 | Landsat 4-5 | Menor a 10% |
| Febrero | 1992 | Landsat 4-5 | Menor a 10% |
| Marzo | 2016 | Landsat 8 | Menor a 30% |
| Abril | 1995 | Landsat 4-5 | Menor a 10% |
| Mayo | 1995 | Landsat 4-5 | Menor a 10% |
| Junio | 2011 | Landsat 4-5 | Menor a 10% |
| Julio | 2005 | Landsat 4-5 | Menor a 10% |
| Agosto | 2007 | Landsat 4-5 | Menor a 10% |
| Septiembre | 1984 | Landsat 4-5 | Menor a 10% |
| Octubre | 1986 | Landsat 4-5 | Menor a 10% |
| Noviembre | 1998 | Landsat 4-5 | Menor a 10% |
| Diciembre | 1991 | Landsat 4-5 | Menor a 10% |

Previamente al cálculo del NDVI se hicieron las correcciones y transformación de niveles digitales a parámetros físicos de cada imagen, siguiendo el flujograma de la Figura 7, adaptado de Chuvieco (1996). El procesamiento se realizó en QGIS 2.18, con uso del complemento *Semi-Automatic Classification Plugin*.

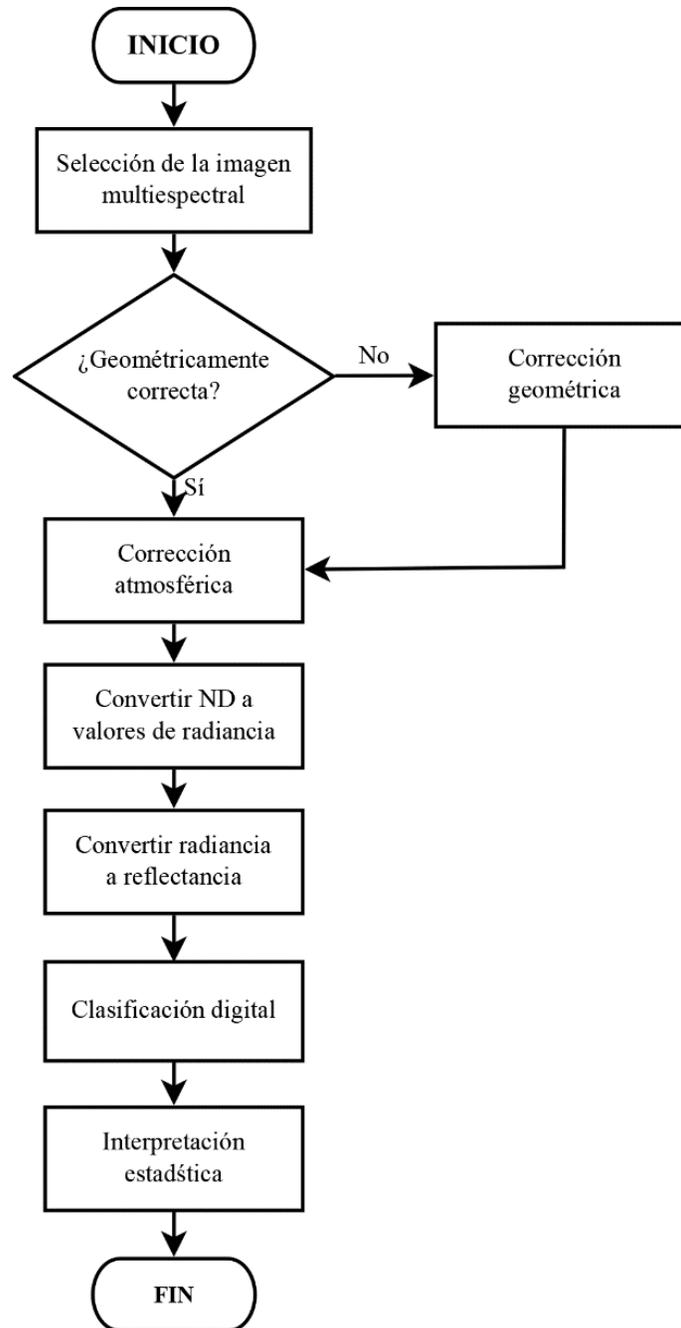


Figura 7. Diagrama de flujo de procesamiento de imágenes multispectrales.

Área de estudio

La cuenca del río Crisnejas (ver la Figura 8) se ubica en el norte del Perú, en los departamentos de Cajamarca y La Libertad. La delimitación se hizo a partir del punto ubicado en el puente Crisnejas (Tabla 4), donde está instalada una estación hidrométrica que realizó el registro de los niveles del río durante más de 30 años, pero cuyas curvas de altura-gasto no están disponibles para transformar dicha información en caudales. Solo se tienen 13 años de mediciones diarias del caudal.

Tabla 4. Ubicación de la estación hidrométrica Puente Crisnejas.

| Punto | Ubicación | | | | |
|------------------|--------------------------|---------|---------------|---------------|-----------|
| | UTM-WGS 1984 Zona 17S | | GCS WGS 1984 | | Elevación |
| | Este | Norte | Latitud | Longitud | |
| Puente Crisnejas | 818705 | 9173905 | 7° 27' 48.73" | 78° 6' 47.25" | 1 988 |

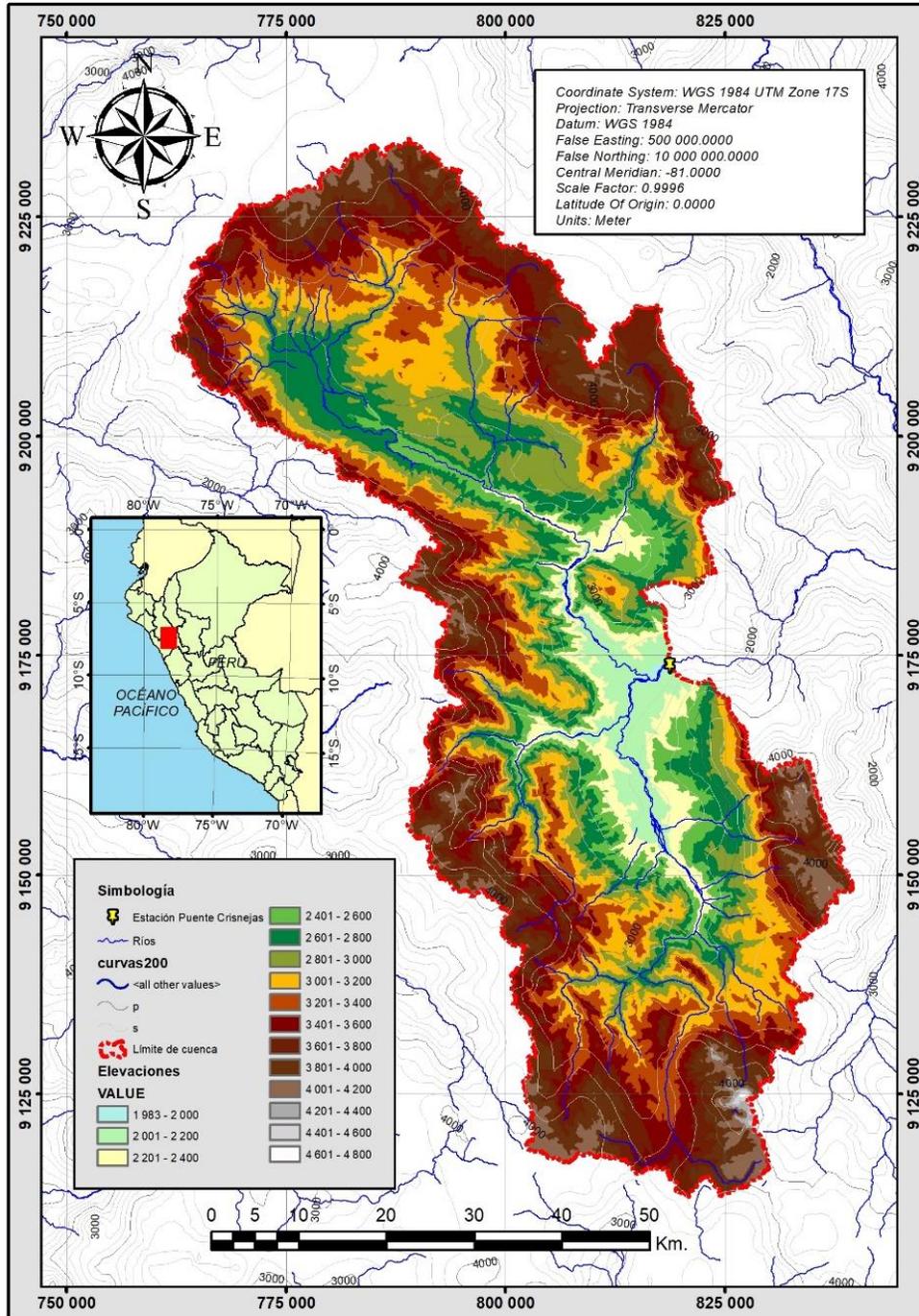


Figura 8. Cuenca del río Crisnejas.

Resultados

Análisis de la información cartográfica

Además de delimitar la cuenca se han determinado los índices de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) para cada mes de un año hidrológico asumido como promedio, tal como lo muestra la Tabla 5 y la Figura 9. En algunos meses, la cobertura de nubes no permitió la obtención del NDVI en algunas zonas de la cuenca; no obstante, dado que el dato numérico requerido es un promedio, no se completó la información y se obtuvo solamente el promedio de lo capturado en la imagen. La Figura 10 muestra la distribución espacial del NDVI.

Tabla 5. NDVI, promedio mensual para entrenamiento de RNA MLP.

| | Ene | Feb | Mar | Abr | May | Jun | Jul | Ago | Sep | Oct | Nov | Dic |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| NDVI | 0.52 | 0.48 | 0.50 | 0.47 | 0.44 | 0.39 | 0.32 | 0.32 | 0.32 | 0.31 | 0.36 | 0.34 |

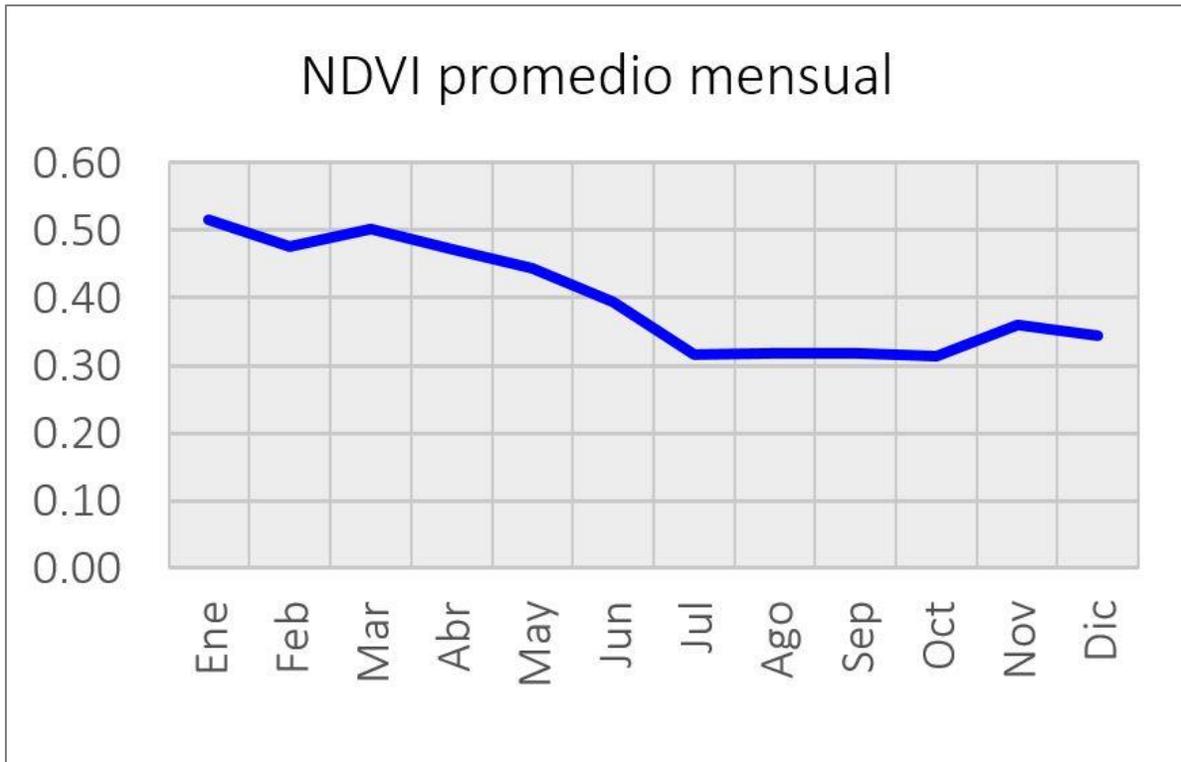


Figura 9. Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada-NDVI, promedio mensual.

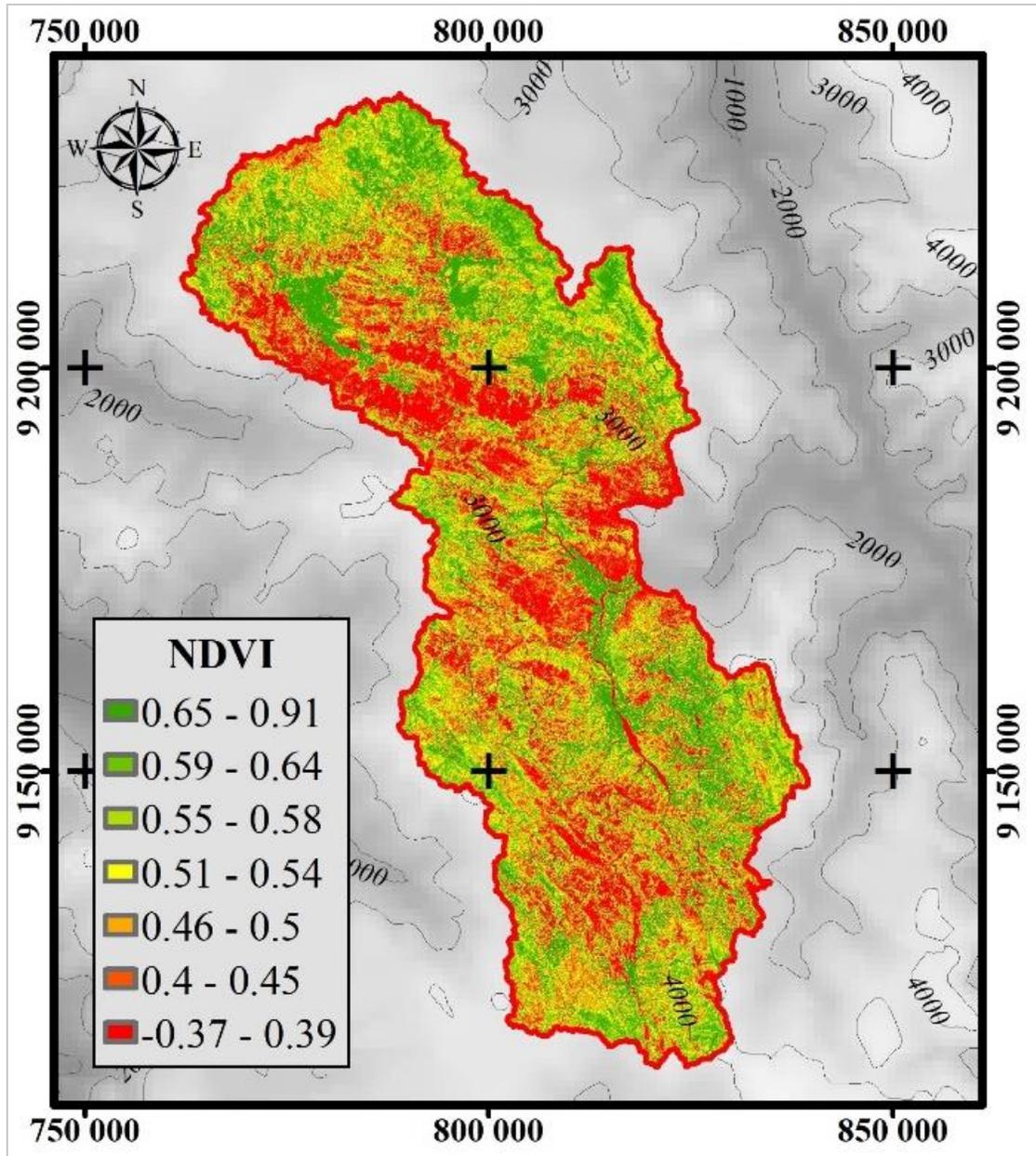


Figura 10. Cálculo del NDVI.

Análisis de la información hidrometeorológica

El procesamiento de la información hidrometeorológica resultó en la obtención de series de tiempo de precipitación y temperatura mensual homogéneas tanto en la media como en la varianza, y libres de tendencias y valores atípicos. Además, se uniformizó el registro de todas las estaciones meteorológicas mediante la extensión de serie de tiempo de registro corto (**iError! No se encuentra el origen de la referencia.** y Figura 14).

En general, el comportamiento del ciclo hidrológico de la región muestra una época húmeda en los meses de septiembre a marzo y la época seca en los meses de abril a agosto, tal como lo muestra la Figura 11. Las temperaturas señalan un comportamiento con valores más altos en la época húmeda y menores en la época seca, a excepción de la estación San Juan, donde ocurre lo inverso (ver la **iError! No se encuentra el origen de la referencia.**). Inicialmente se pensó descartar esta estación, sin embargo no se eliminó dado que su comportamiento podría enriquecer el comportamiento de la RNA MLP, y de no ser así, son los pesos en el entrenamiento los que descartan su influencia.

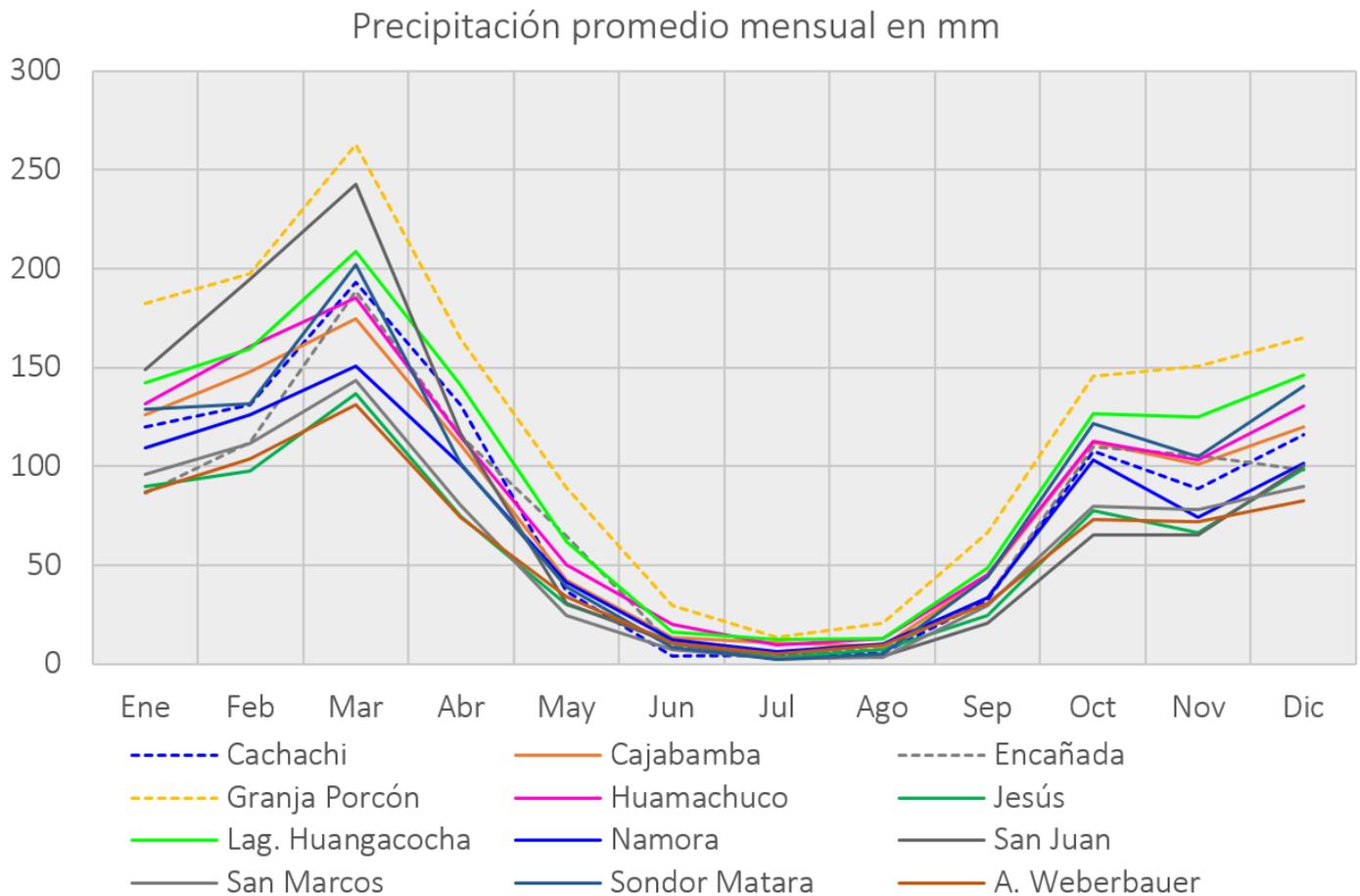


Figura 11. Precipitación media mensual en mm para registro completo y extendido en el periodo 1965-2017.

Temperatura promedio mensual en °C

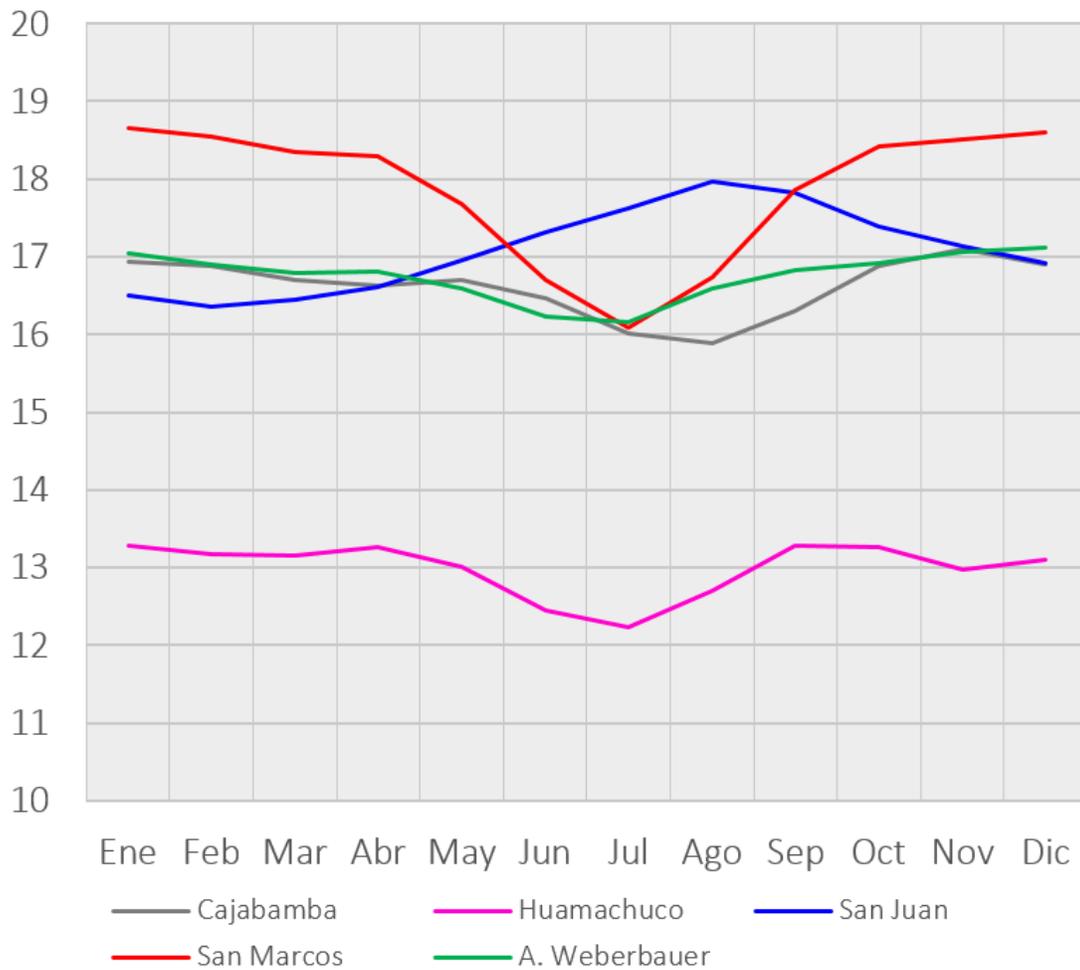


Figura 12. Temperatura media mensual en °C para registro del periodo 1965-2017.

Precipitación total anual en mm, 1965 - 2017

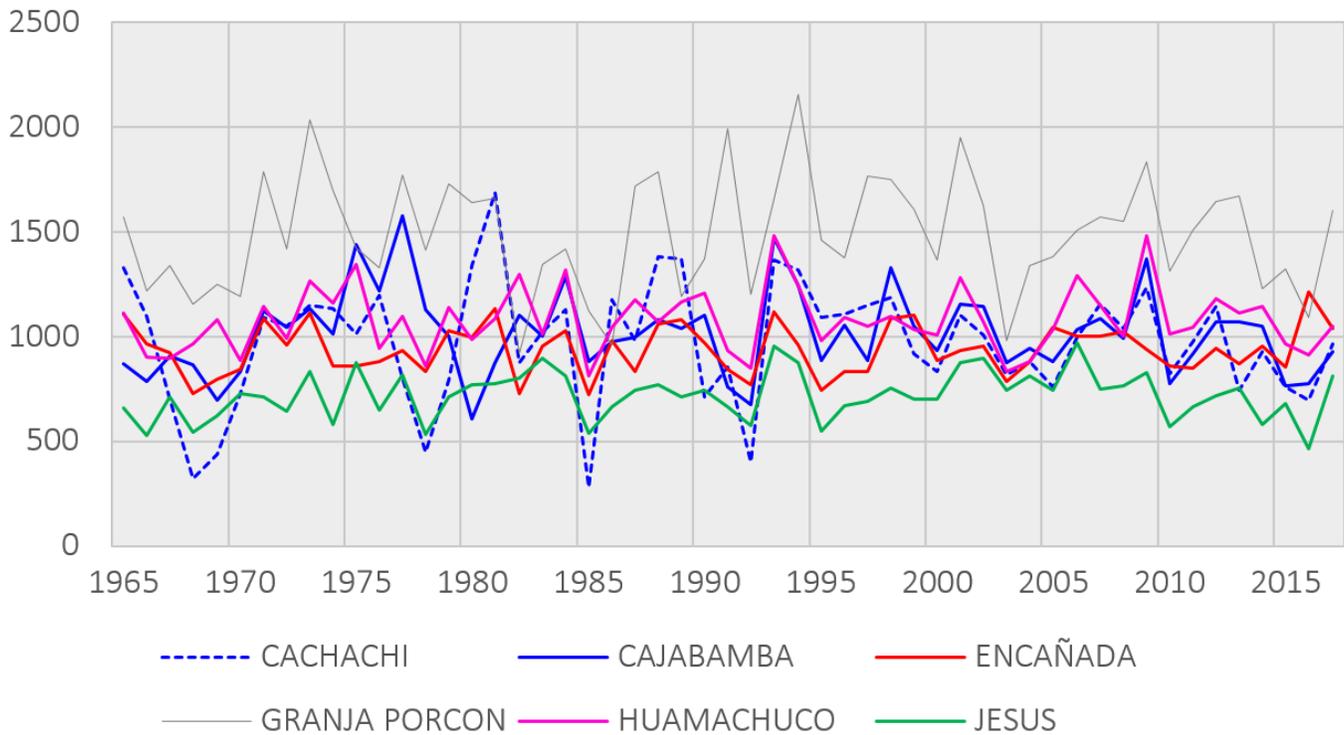


Figura 13. Precipitación total anual en mm, periodo 1965-2017.

Precipitación total anual en mm, 1965 - 2017

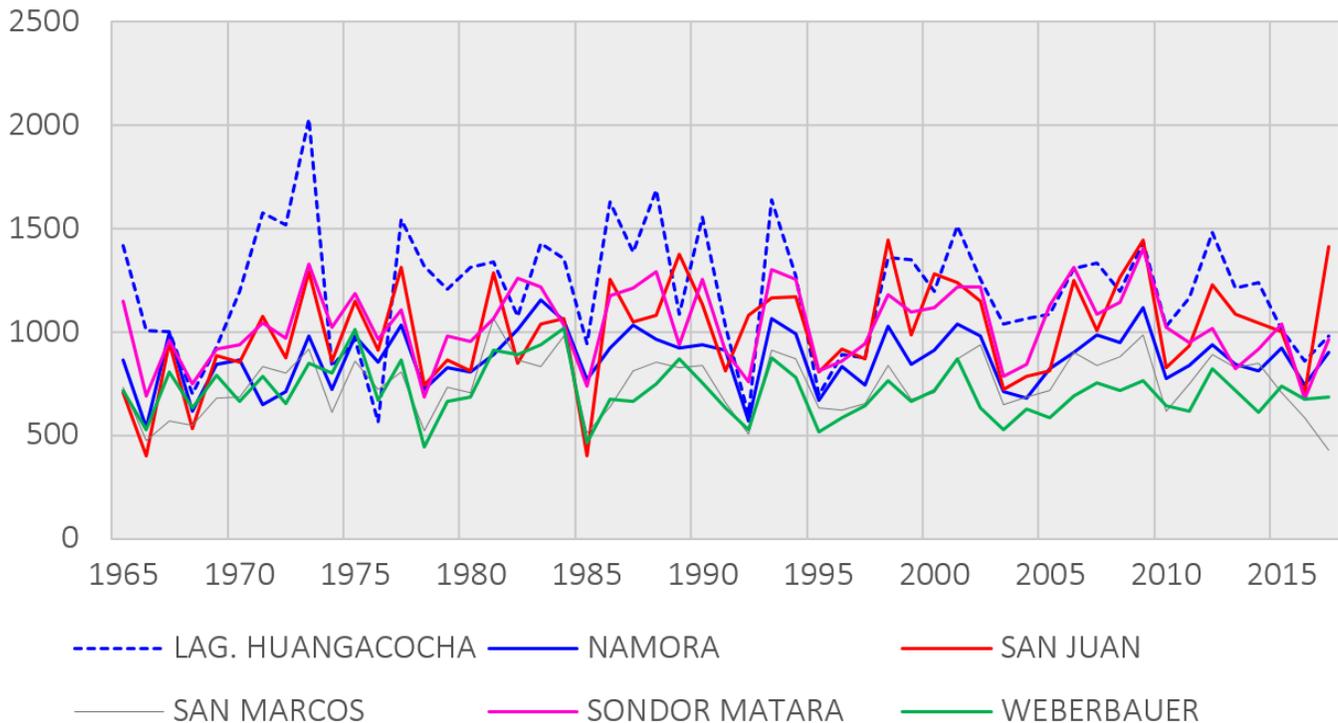


Figura 14. Precipitación total anual en mm, periodo 1965-2017.

La aplicación de herramientas de estadística no paramétrica ha permitido que el análisis de las series de tiempo sea más confiable y coherente con lo esperado del comportamiento hidrológico de la región estudiada.

El mismo procedimiento se ha seguido para el análisis de caudales de la estación hidrométrica Puente Crisnejas (Figura 15).

Homogeneización de caudales

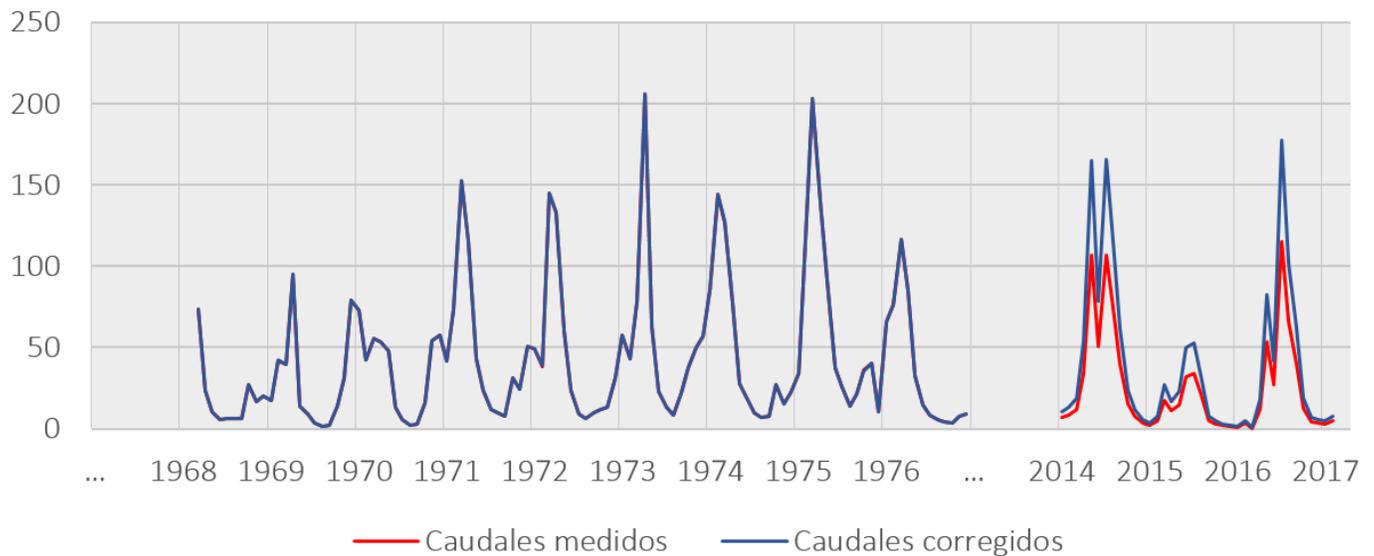


Figura 15. Homogeneización de caudales (m^3/s) en la estación Puente Crisnejas.

Entrenamiento del perceptrón multicapa (RNA MLP). Estimación de caudales en registro histórico de 1965 a 2017

El entrenamiento de la RNA MLP muestra un alto nivel de ajuste entre los datos medidos y los datos entrenados por la red, como puede verse en la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia..** Se hizo la validación entre los datos reservados del entrenamiento para evaluar la capacidad predictiva de la red ante los patrones no entrenados. Como es de esperarse, los datos de patrones entrenados (Figura 16) presentan, en general, un mejor ajuste con lo medido que la información generada a partir de patrones no entrenados (Figura 17); aun así, dicha información muestra un alto grado de bondad de ajuste según las medidas o coeficientes consideradas por Cabrera (2012).

Tabla 6. Bondad de ajuste de caudales estimados por la RNA tipo MLP.

| Medidas de bondad de ajuste ¹ | Periodo entrenado (1968-1976, 2016) | | Periodo no entrenado (2014, 2015, 2017) | |
|---|-------------------------------------|-----------------------------|---|-----------------------------|
| | Valor | Calificación | Valor | Calificación |
| Coeficiente de calibración (r) | 0.99 | Correlación positiva fuerte | 0.90 | Correlación positiva fuerte |
| Coeficiente de determinación (r²) | 0.97 | | 0.81 | |
| Criterio de Schultz (D) | 1.38 | Muy bueno | 8.65 | Bueno |
| Desviación media acumulada (MAD) | 6.25 | - | 18.92 | - |
| Eficiencia de Nash-Sutcliffe (E) | 0.96 | Excelente | 0.77 | Muy bueno |
| Error de balance de masas (m) en % | 11.29 | - | -3.08 | - |
| Raíz error cuadrático medio (RMSE) | 8.69 | - | 28.55 | - |

¹Cabrera (2012).

Validación - RNA MLP, patrones entrenados

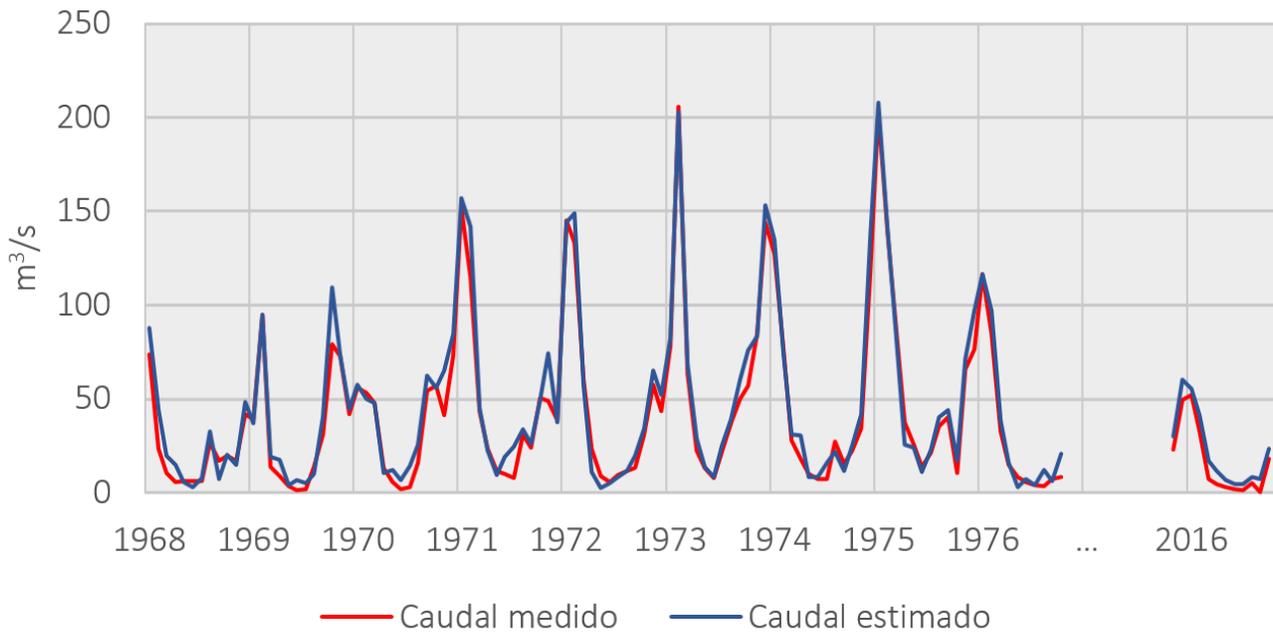


Figura 16. Aprendizaje. RNA MLP para patrones mensuales entrenados.

Validación - RNA MLP, patrones no entrenados

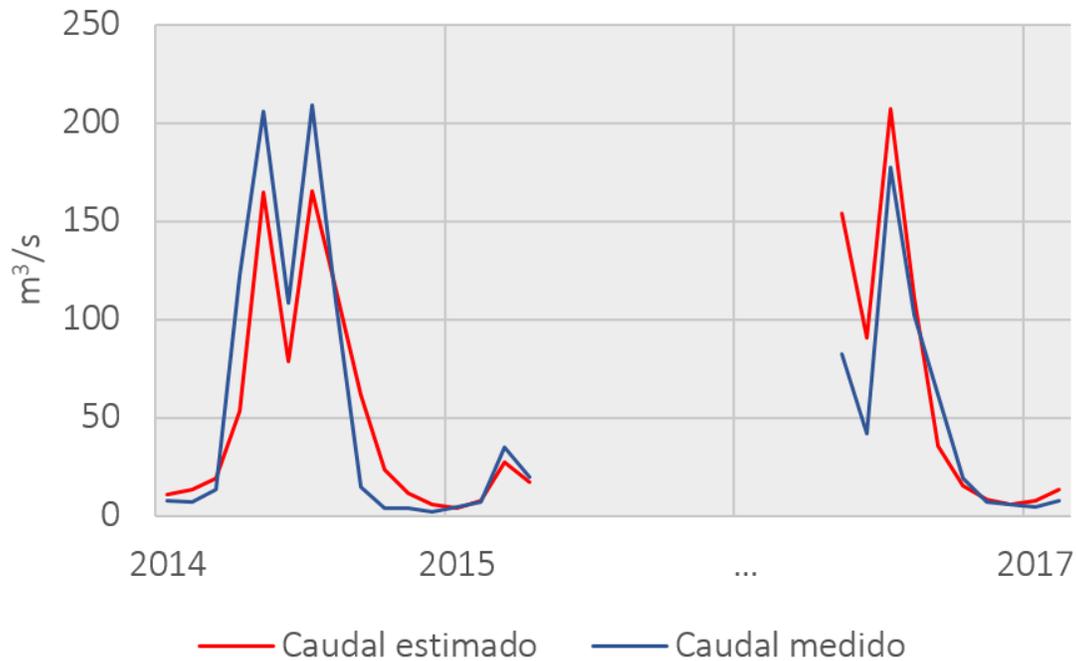


Figura 17. Validación. RNA MLP para patrones mensuales no entrenados.

Como se ve en las pendientes de las rectas de regresión, la Figura 18 indica que hay un buen ajuste entre la información medida y la estimada con la RNA MLP tanto para patrones entrenados como no entrenados.

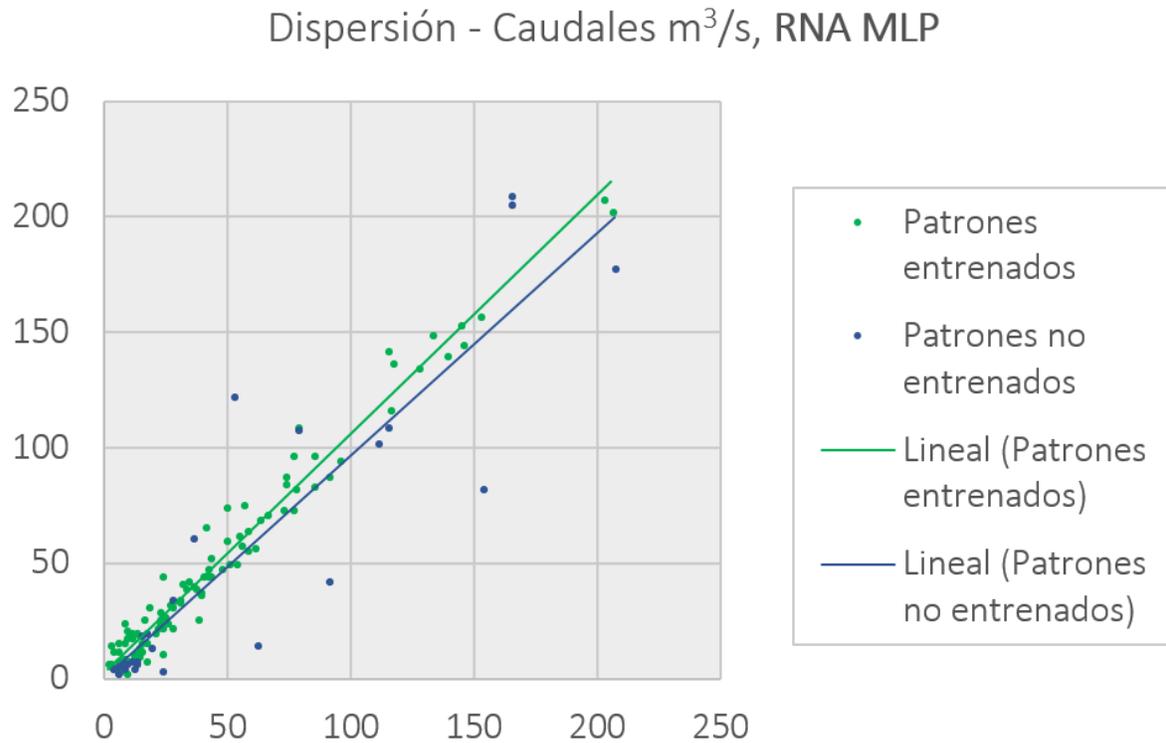


Figura 18. Dispersión de caudales mensuales, RNA MLP.

Al respecto de la valoración de la desviación media acumulada (MAD), es importante aclarar que se busca que este parámetro sea lo más cercano a 0 posible, pues representa el promedio de las diferencias entre los datos observados y los estimados. Directamente puede interpretarse el valor de 6.35 de los datos del periodo entrenado y los 18.92 del no entrenado como el “error promedio” en m³/s entre la información estimada y la medida en dichos periodos.

El error de balance de masas (m) representa, en cantidad, la relación entre el volumen del hidrograma observado y el simulado; de igual manera, tiene mejor valoración cuanto más se acerca a 0. En este caso hay menor error en los datos generados para el periodo no entrenado.

La raíz del error cuadrático medio (RMSE) cuantifica la magnitud de la desviación entre los valores medidos y los estimados; asimismo, un valor más cercano a 0 implica un mejor ajuste. Para este caso en particular, nuevamente el periodo entrenado presenta mejor ajuste que el no entrenado.

El registro de caudales mensuales generados con la RNA MLP para el periodo comprendido entre los años 1965 y 2017 se muestra en la Figura 19.

Caudal estimado (m^3/s), 1965-2017

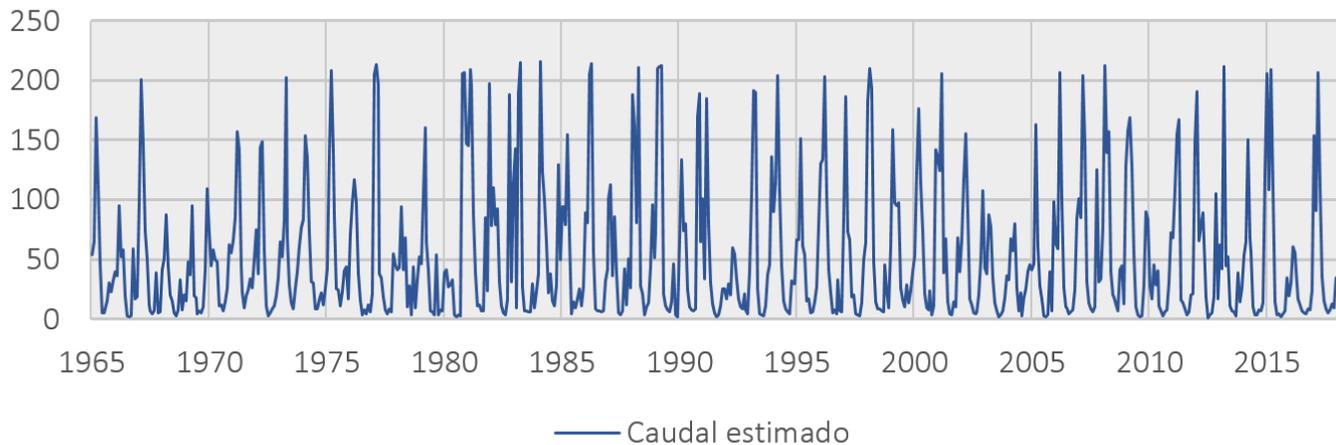


Figura 19. Registro de caudales mensuales (m^3/s) estimados con la RNA MLP, periodo 1965-2017.

Entrenamiento de la red recurrente (RNR NAR). Pronóstico de caudales en registro de 2018 a 2025

Los datos de caudal mensual estimados con la RNA MLP se utilizaron (en su forma escalada) para entrenar la RNR NAR, que dio como salida los datos de caudal mensual proyectados hasta el año 2025, tal como lo muestra la Figura 23.

El pronóstico pasó por un análisis de saltos y tendencias antes de tomarse como válido, teniendo que descartar la respuesta dada por varias redes entrenadas. Finalmente se seleccionaron los datos que no tuvieron necesidad de pasar por correcciones de este tipo.

Cabe mencionar que, dada la naturaleza de la red y el ruido en los datos, suelen generarse algunos valores negativos que resultan absurdos en el pronóstico. En este caso fueron 6 valores de los 96 meses; sin embargo, fueron purgados y reemplazados por el valor positivo inmediatamente superior. Para dar como válido el pronóstico, la red tuvo que ser entrenada muchas veces hasta conseguir que aprenda casi a la perfección el comportamiento de la serie de tiempo de caudales mensuales para reducir errores en el pronóstico. Los resultados del entrenamiento generados en MATLAB se muestran en la Figura 20 y la Figura 21; el valor de la correlación en el periodo de entrenamiento es casi perfecto. La validación hecha por MATLAB presenta también una correlación positiva moderada. Se reservaron datos mensuales de los últimos dos años para determinar la precisión del pronóstico. La **iError!** **No se encuentra el origen de la referencia.** muestra la bondad de ajuste.

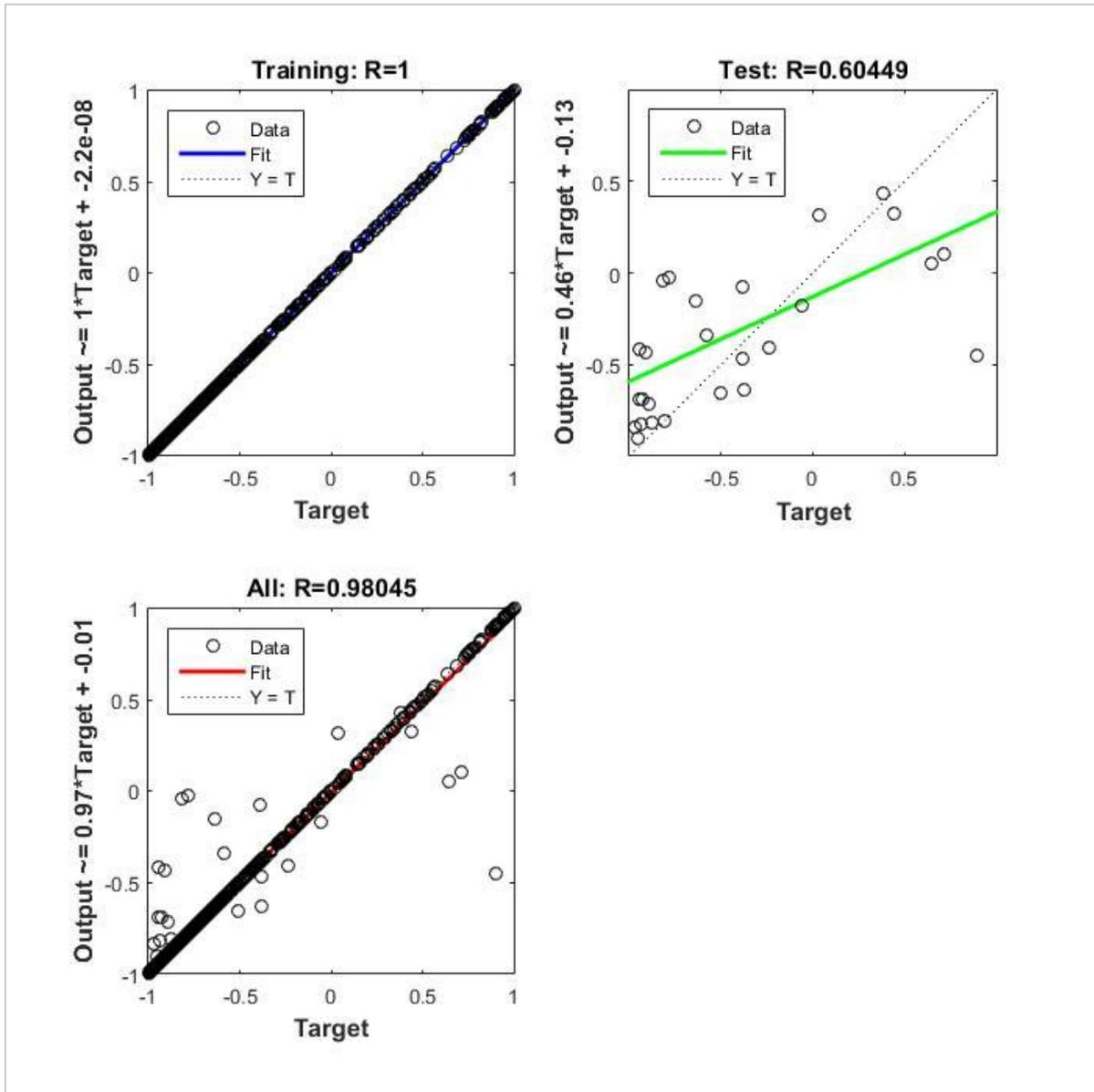


Figura 20. Coeficientes de correlación determinados por MATLAB.

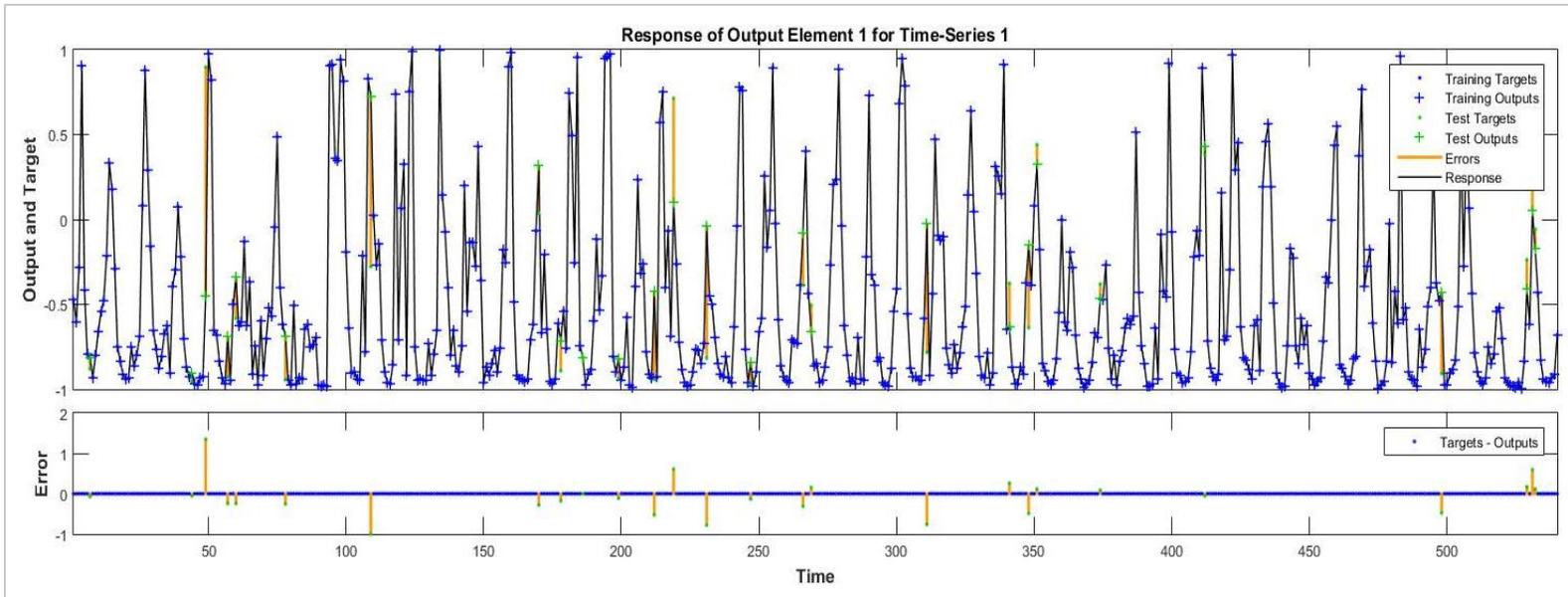


Figura 21. Respuesta de la RNR NAR para la serie de tiempo entrenada.

Tabla 7. Bondad de ajuste de caudales estimados por la RNA tipo NAR; comparativo de periodos medido y pronóstico 2017-2019.

| Medidas de bondad de ajuste | Pronóstico de caudales (2018-2025) | |
|--|------------------------------------|-----------------|
| | Valor | Ajuste |
| Coeficiente de calibración (r) | 0.84 | Positiva-Fuerte |
| Coeficiente de determinación (r^2) | 0.71 | |
| Criterio de Schultz (D) | 8.25 | Bueno |

| | | |
|---|-------|-----------|
| Desviación media acumulada (MAD) | 13.61 | |
| Eficiencia de Nash-Sutcliffe (E) | 0.64 | Muy bueno |
| Error de balance de masas (m) | 33.55 | |
| Raíz del error cuadrático medio (RMSE) | 23.55 | |

En general, los datos presentan un ajuste aceptable, teniendo en cuenta que son pronósticos, y su valor siempre puede verse afectado por variables no controladas en la simulación (crecimiento de la demanda o cambio climático) y entrenamiento de la RNR NAR.

El pronóstico podría resultar menos certero cuanto más se aleja del último dato medido, dado que el error en el pronóstico se hace más grande a cada paso de la propagación, teniendo en cuenta que cada dato generado depende de los últimos 96, lo cual sustenta la razón por la que no es conveniente el pronóstico de un largo periodo de tiempo con este tipo de técnica.

Los datos del pronóstico se muestran en la Figura 22 y la serie completa se muestra en la Figura 23.

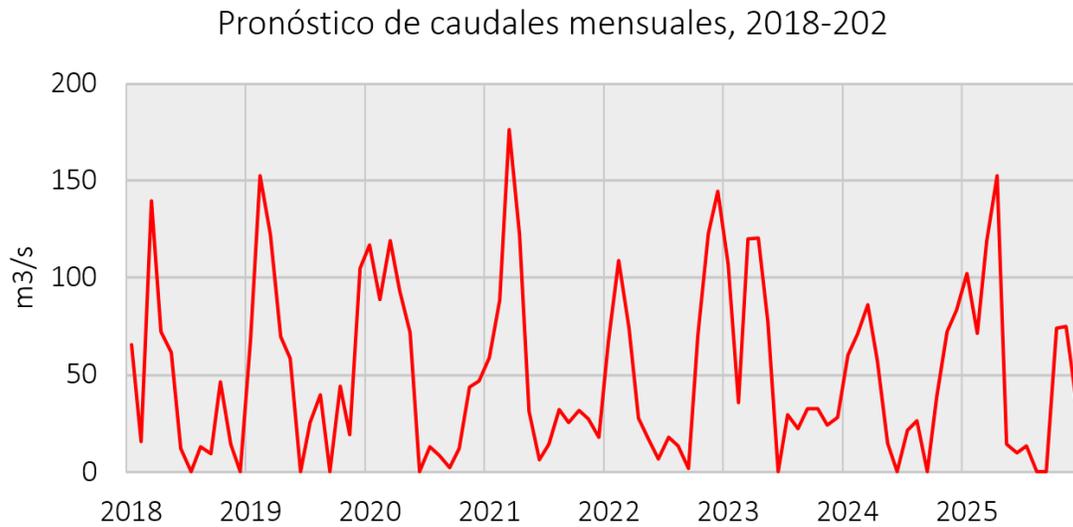


Figura 22. Pronóstico de caudales mensuales, periodo 2018-2025.

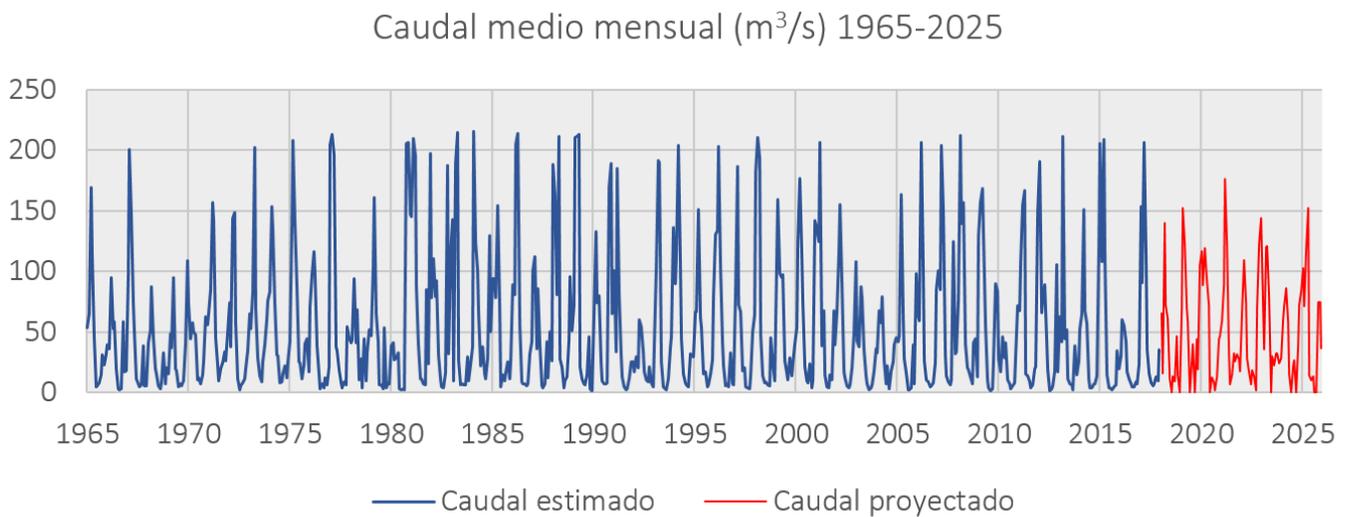


Figura 23. Pronóstico del caudal mensual en la estación Puente Crisnejas extendido hasta el año 2025.

El promedio anual de caudales se muestra en la Figura 24, con la finalidad de observar un resumen del comportamiento pronosticado por la RNR NAR.

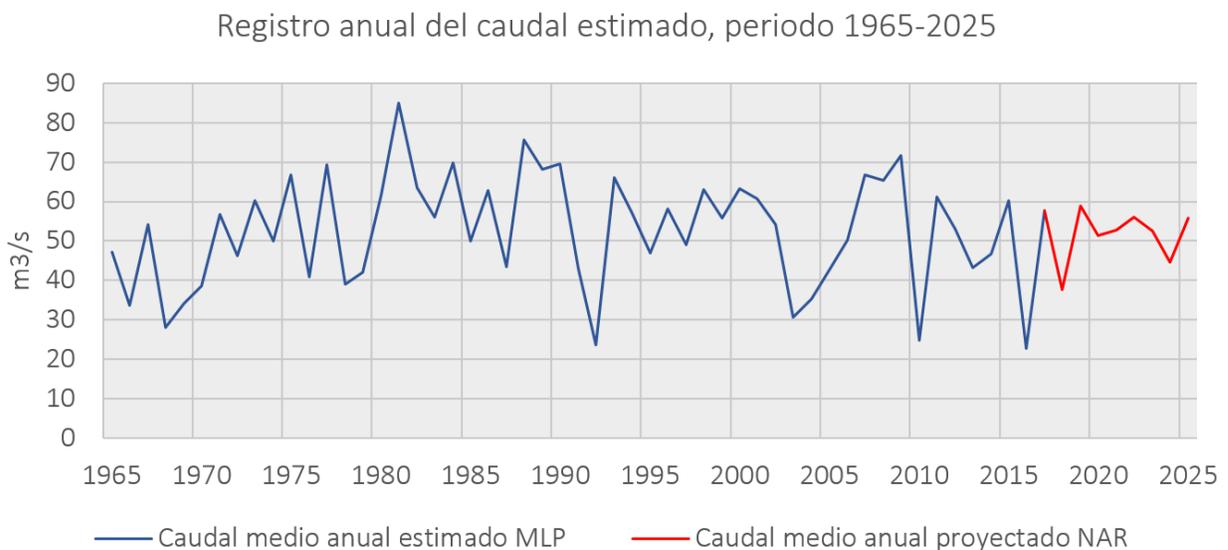


Figura 24. Registro estimado del caudal medio anual, periodo 1965-2025.

Discusión

Las redes neuronales artificiales utilizadas en la investigación han permitido la estimación del registro de caudales mensuales faltantes y el pronóstico de dichos caudales, dando como resultado una serie sintética total de 61 años de registro (1965-2025). Este registro brinda un mejor panorama de la oferta hídrica del río para la planificación y el desarrollo de futuros proyectos de aprovechamiento hidráulico.

El registro completo no presenta una tendencia considerable en los datos, sin embargo la serie de pronóstico muestra valores bajos de caudal. Esto podría deberse a los errores en la medición de los años iniciales con los cuales se entrenó el perceptrón multicapa; aun cuando la información fue corregida de saltos, la variación es notoria entre la información medida en el periodo 1968-1976 con el periodo 2014-2019. Lamentablemente es un factor que no se puede controlar dada la inexistencia de metadatos en la estación hidrométrica.

A pesar de lo anterior, los resultados de esta investigación demuestran la robustez de las redes neuronales artificiales (RNA) del tipo perceptrón multicapa y recurrente en la generación de series sintéticas de caudales mensuales a partir de información meteorológica con una alta bondad de ajuste. A su vez, se muestra una base procedimental adaptable para su extrapolación en cuencas con similar registro de información e

incluso para casos en los que se requiera una mejor resolución temporal, como la diaria, resultado que compatibiliza con los encontrados por Lama y Sánchez (2020), quienes evaluaron el efecto de las técnicas de descomposición para utilizarlas con una red neuronal recurrente llamada memoria larga a corto plazo para aumentar la precisión de la predicción diaria del caudal del río Chira en el norte de Perú; igualmente, Lee, Lee y Yoon (2019), y Heras y Matovelle (2021) obtuvieron resultados de la predicción que mostraron un buen rendimiento con errores cuadráticos medios mínimos con coeficientes de correlación altos, lo cual asegura que los modelos con RNA son adecuados para evaluar sistemas hidrológicos e hidrogeológicos complejos de aguas.

La técnica empleada ha permitido utilizar la mayor cantidad de información medida y disponible de la cuenca sin tener que recurrir a simplificaciones preliminares en las variables (estimación de otras variables mediante ecuaciones empíricas) del ciclo hidrológico y dando como resultado un registro completo con una alta bondad de ajuste.

El uso de herramientas de estadística no paramétrica ha permitido simplificar el análisis de información. No se ha tenido que recurrir a normalizaciones u otras técnicas que den validez a los datos para ser aplicados con pruebas de estadística tradicional. Es importante tener en cuenta que se ha trabajado con una cantidad relativamente grande de datos, y que en futuras investigaciones o trabajos que requieran una mejor resolución temporal, la cantidad de información a preprocesar antes del entrenamiento podría resultar muy compleja si no se considera este aspecto.

Otros trabajos de investigación en RNA para generación de series sintéticas de caudales mensuales, como el de Laqui (2010), demuestran que un esquema basado en una RNA MLP con entradas de precipitación y evapotranspiración actual y antecedente muestran mejor correlación entre lo medido y estimado que solo con los datos actuales de precipitación y evapotranspiración para su caso. Esto no necesariamente es determinante en todo tipo de cuencas teniendo en cuenta el retardo de cada una u otros factores que pudiesen influir en el comportamiento hidrológico mensual. Como en este caso no se ha investigado ninguna otra conceptualización de la cuenca en cuanto a sus variables, el entrenamiento se ha ido mejorando, modificando los parámetros de configuración de la red, como el número de capas o neuronas, e incluso la función de activación, y se ha obtenido un coeficiente de correlación aún más alto. Gomes-Villa-Trinidad (2016) aplica las redes neuronales en el pronóstico de caudal del mes siguiente utilizando una RNA MLP; sin embargo, dado que su objetivo es diferente al de esta investigación, también la conceptualización de los patrones de entrenamiento es distinta. En su caso, utiliza el caudal del mes anterior histórico y las precipitaciones y temperaturas, logrando resultados bastante buenos en la predicción del caudal para el mes siguiente, aunque como se dijo anteriormente, no se busca la generación de una serie sintética sino más bien un pronóstico. El pronóstico para la presente investigación se hizo de manera histórica y con otro tipo de arquitectura de red (RNR NAR), dado que este registro sintético permite una visualización a largo plazo útil en la toma de decisiones.

El esquema de la RNA MLP entrenado en esta investigación es un buen punto de partida para futuras investigaciones en las que se requiera la generación de series sintéticas de caudales mensuales; es importante señalar en este punto que, a diferencia de otras investigaciones, aquí no se han realizado transformaciones entre variables medidas, las variables tomadas en campo han sido las que entrenaron la RNA MLP, lo cual demuestra la ventaja de las redes neuronales artificiales en cuanto al aprovechamiento de la mayor cantidad de información medida en la cuenca.

Como puede notarse en los resultados, las redes neuronales y la información satelital tienen una amplia gama de aplicaciones en la estimación de registros y pronóstico de caudales a corto o largo plazos; solamente son limitadas por entendimiento del investigador y la adecuada selección de variables en el proceso que se requiere modelar. Herrera *et al.* (2020), al igual que nosotros, en su investigación proponen modelos basados en redes neuronales artificiales e información satelital para el llenado de datos faltantes en las estaciones meteorológicas y reconstrucción espacial de las variables de precipitación y temperatura para la región de Departamento de Valle del Cauca, Colombia, con resultados obtenidos que alcanzan los coeficientes de correlación de alrededor de 0.9.

Futuras investigaciones también podrían analizar los pesos entrenados y determinar la influencia de las mediciones de campo en cada estación con respecto al caudal e incluso tratar de interpretar el comportamiento a través de ecuaciones regionales.

Conclusiones

La generación de la serie histórica y de pronóstico de caudales mediante entrenamiento de redes neuronales artificiales ha resultado satisfactoria y con una alta bondad de ajuste, lo cual permite tener una base sólida en cuanto a la toma de decisiones en futuros proyectos de aprovechamiento hídrico de la cuenca.

Este trabajo muestra la robustez de la técnica empleada, y su alta capacidad de adaptación y aprovechamiento de la información medida en la cuenca. Se ha mostrado un protocolo adaptable a cuencas con similares registros hidrometeorológicos, como gran cantidad de cuencas en la costa y sierra peruanas, que de otra manera llevaría a recurrir a modelos de precipitación-escorrentía que no siempre dan resultados al menos aceptables, o que requieren de largos procesos de calibración o mediciones en campo adicionales respecto de los parámetros requeridos por cada modelo.

Además, se presenta un esquema y configuración de RNA MLP y RNR NAR para poder usarse como punto de partida en análisis similares.

La metodología empleada es extrapolable a muchos casos, dado que se han utilizado técnicas para el análisis, corrección y procesamiento de datos meteorológicos que se caracterizan por su amplio rango de aplicación en diferentes tipos de datos, en este caso, las técnicas de estadística no paramétrica y las redes neuronales artificiales, para las cuales existen múltiples herramientas de uso libre. Además, estas técnicas dan resultados bien ajustados sin necesidad de recurrir a asunciones o hacer supuestos respecto a los datos, y tampoco se ha tenido que recurrir a procesos de calibración.

Finalmente, la información proporcionada por esta investigación muestra la factibilidad del uso de redes neuronales artificiales como técnica de estimación de series sintéticas de caudales mensuales tanto en registro histórico como en pronósticos.

Referencias

- Alipour, M. H., & Kibler, K. M. (2019). Streamflow prediction under extreme data scarcity: A step toward hydrologic process understanding within severely data-limited regions. *Hydrological Sciences Journal*, 64(9), 1038-1055.
- Allen, G. R., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (2006). *Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos*. Roma, Italy: The Food and Agriculture Organization (FAO).

- Althoff, D., Ribeiro, R. B., & Neiva-Rodrigues, L. (2021). Gauging the ungauged: Regionalization of flow indices at grid level. *Journal of Hydrologic Engineering*, 26(4), 04021008.
- ANA, Autoridad Nacional del Agua, 2015. Reglamento de Procedimientos Administrativos para el Otorgamiento de Derechos de Uso de Agua y de Autorización de Ejecución de Obras en Fuentes Naturales de Agua (RJ 007-2015-ANA).
- ASCE Task Committee on Application of Artificial Neural Networks in Hydrology. (2000). Artificial neural networks in hydrology. II: Hydrologic applications. *Journal of Hydrologic Engineering*, 5(2), 124-137.
- Blanco, P. A. (2016). *Algoritmo de retropropagación*. Recuperado de http://www.cs.us.es/~fsancho/ficheros/IAML/2016/Sesion04/seminario_BP.pdf
- Brenes, A. (2020). *Predicción del caudal promedio horario de la estación hidrológica palmar, utilizando modelos de machine learning basados en árboles de decisión* (doctoral dissertation, tesis de grado). Universidad de Costa Rica, Costa Rica.
- Buishand, T. A. (1982). Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology*, 58(1-2), 11-27.
- Cabrera, J. (2012). *Calibración de modelos hidrológicos*. Lima, Perú: Universidad Nacional de Ingeniería, Facultad de Ingeniería Civil, Instituto para la Mitigación de los Efectos del Fenómeno El Niño.

- Canchala, T., Alfonso-Morales, W., Carvajal-Escobar, Y., Cerón, W. L., & Caicedo-Bravo, E. (2020). Monthly rainfall anomalies forecasting for southwestern Colombia using artificial neural networks approaches. *Water*, 12(9), 2628.
- Choubin, B., Solaimani, K., Rezaeehad, F., Roshan, M. H., Malekian, A., & Shamsirband, S. (2019). Streamflow regionalization using a similarity approach in ungauged basins: Application of the geo-environmental signatures in the Karkheh River Basin, Iran. *Catena*, 182, 104128.
- Chuvieco, E. (1996). *Fundamentos de teledetección espacial* (No. 526.982 C564 1996). Madrid, España: Ediciones Rialp.
- Darras, T., Johannet, A., Vayssade, B., Kong-A-Siou, L., & Pistre, S. (2018). Ensemble model to enhance robustness of flash flood forecasting using an Artificial Neural Network: case-study on the Gardon Basin (south-eastern France). *Boletín Geológico y Minero*, 129(3), 565-578.
- Dawson, C. W., & Wilby, R. L. (2001). Hydrological modelling using artificial neural networks. *Progress in Physical Geography*, 25(1), 80-108.
- Delgado, A. (1998). *Inteligencia artificial y minirobots*. Bogotá, Colombia: Ecoe Ediciones.

- Farfán, J. F., Palacios, K., Ulloa, J., & Avilés, A. (2020). A hybrid neural network-based technique to improve the flow forecasting of physical and data-driven models: Methodology and case studies in Andean watersheds. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 27, 100652.
- Fattorelli, S., & Fernández, P. C. (2007). *Diseño hidrológico*. Mendoza, Argentina: Zeta Editores.
- Fligner, M. A., & Killeen, T. J. (1976). Distribution-free two-sample tests for scale. *Journal of the American Statistical Association*, 71(353), 210-213.
- Gomes-Villa-Trinidad, G. (2017). *Modelo de predicción de aportaciones mensuales utilizando Redes Neuronales Artificiales. Aplicación a la cuenca del río Amambáí (Brasil)*. Recuperado de <http://hdl.handle.net/10251/78117>.
- Heras, D., & Matovelle, C. (2021). Machine-learning methods for hydrological imputation data: Analysis of the goodness of fit of the model in hydrographic systems of the Pacific-Ecuador. *Revista Ambiente & Agua*, 16.
- Herrera, W. M., Leiva, O. F. B., & Romero, M. E. R. (2020). Aplicación de redes neuronales para la reconstrucción de series de tiempo de precipitación y temperatura utilizando información satelital. *Revista EIA*, 34(17), 1-16.

- Herrera-Quispe, J., Yari, Y., Luque, E., & Tupac, Y. (2013). Red neuronal aplicada a la generación de caudales mensuales estocásticos. XIII Congreso de la Sociedad Peruana de Computación-CSPCAT, Chiclayo, Perú. DOI: 10.13140/2.1.4047.7762
- Hrachowitz, M., Savenije, H. H. G., Blöschl, G., McDonnell, J. J., Sivapalan, M., Pomeroy, J. W., Arheimer, B., Blume, T., Clark, M. P., Ehret, U., Fenicia, F., Freer, J. E., Gelfan, A., Gupta, H. V., Hughes, D. A., Hut, R. W., Montanari, A., Pande, S., Tetzlaff, D., Troch, P. A., Uhlenbrook, S., Wagener, T., Winsemius, H. C., Woods, R. A., Zehe, E., & Cudennec, C. (2013). A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB)—A review. *Hydrological Sciences Journal*, 58(6), 1198-1255.
- Huete, A. R., & Tucker, C. J. (1991). Investigation of soil influences in AVHRR red and near-infrared vegetation index imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 12(6), 1223-1242.
- Isasi-Vinuela, P., & Galván-León, I. M. (2004). *Redes de neuronas artificiales. Un enfoque práctico*. Madrid, España: Editorial Pearson Educación, S. A.
- Kalteh, A. M. (2008). Rainfall-runoff modelling using artificial neural networks (ANNs): Modelling and understanding. *Caspian Journal of Environmental Sciences*, 6(1), 53-58.
- Kendall, M. (1975). *Rank correlation measures*. London, UK: Charles Griffin.

- Lama, G. L. R., & Sánchez, I. (October, 2020). Hybrid models based on mode decomposition and recurrent neural networks for streamflow forecasting in the Chira River in Peru. In: 2020 IEEE Engineering International Research Conference (EIRCON) (pp. 1-4), Institute of Electrical and Electronics Engineers, Lima, Perú.
- Laqui, W. (2010). Aplicación de redes neuronales artificiales a la modelización y previsión de caudales medios mensuales del río Huancané. *Revista Peruana Geo-Atmosférica RPGA*, 2, 30-44.
- Larranaga, P., Inza, I., & Moujahid, A. (1997). Tema 8. Redes neuronales. En: *Redes neuronales*. Lejona, España: Universidad del País Vasco, Recuperado de <http://www.sc.ehu.es/ccwbayes/docencia/mmcc/docs/t8neuronales.pdf>
- Lee, S., Lee, K. K., & Yoon, H. (2019). Using artificial neural network models for groundwater level forecasting and assessment of the relative impacts of influencing factors. *Hydrogeology Journal*, 27(2), 567-579.
- Osborn, H. B., & Lane, L. (1969). Precipitation-runoff relations for very small semiarid rangeland watersheds. *Water Resources Research*, 5(2), 419-425.

- Pérez-Ortiz, J. A. (2002). *Modelos predictivos basados en redes neuronales recurrentes de tiempo discreto* (tesis doctoral). Departamento de Lenguaje y Sistemas Informáticos, Universidad de Alicante, España. Recuperado de <https://rua.ua.es/dspace/bitstream/10045/3826/1/Perez-Ortiz-Juan-Antonio.pdf>
- Razavi, T., & Coulibaly, P. (2016). Improving streamflow estimation in ungauged basins using a multi-modelling approach. *Hydrological Sciences Journal*, 61(15), 2668-2679.
- Scholz, L. (1980). *Generación de caudales mensuales en la sierra peruana*. Cusco, Perú: Plan Meriss II.
- Steyn, M. (2018). *Short-term stream flow forecasting and downstream gap infilling using machine learning techniques* (Doctoral dissertation). Stellenbosch, South Africa: Stellenbosch University.
- Témez, J. R. (1977). *Modelo matemático de transformación precipitación-aporación*. Madrid, España: Comisión E. Explotación y Garantía, Grupo de Trabajo de Predicciones de Precipitación y Relación entre Precipitaciones y Caudales.
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38(1), 55-94.
- Torres, G. H., & Granados, G. R. S. (2019). *Predicción hidrológica en cuencas no instrumentadas-estado del arte*. Encuentro Internacional de Educación en Ingeniería. Recuperado de <https://doi.org/10.26507/ponencia.273>.

Tukey, J. W. (1977). *Exploratory data analysis*. Vol. 2 (pp. 131-160).
Recuperado de http://theta.edu.pl/wp-content/uploads/2012/10/exploratorydataanalysis_tukey.pdf

USACE, US Army Corps of Engineers. (1971). *Hec-4 monthly streamflow simulation*. Washington, DC, USA: US Army Corps of Engineers.

DOI: 10.24850/j-tyca-14-01-05

Artículos

Análisis de frecuencias comparativo con momentos L entre la distribución Kappa y seis de aplicación generalizada

Comparative frequency analysis with L moments between the Kappa distribution and six of general application

Daniel Francisco Campos-Aranda¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-9876-3967>

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* (AF) permite estimar magnitudes de los datos máximos anuales de crecientes y lluvias diarias asociadas con bajas



probabilidades de ser excedidas. Tales estimaciones o *predicciones* permiten el diseño hidrológico de las obras hidráulicas de aprovechamiento o protección. El AF comprende cinco etapas: (1) verificación de la aleatoriedad de los datos; (2) adopción de una *función de distribución de probabilidades* (FDP); (3) ajuste de la FDP; (4) evaluación del ajuste logrado, y (5) selección de los resultados. En este estudio se exponen las bases teóricas de la distribución Kappa de cuatro parámetros de ajuste (u , a , k , h) obtenidos a través del método de los momentos L, que se describe con detalle. La distribución Kappa, cuando su segundo parámetro de forma h toma valores de -1, 0 y 1 reproduce a las distribuciones Logística Generalizada (LOG), General de Valores Extremos (GVE) y Pareto Generalizada (PAG). Se procesaron tres registros *conjuntos* de crecientes anuales de gasto pico (Qp) y volumen escurrido (Vol), dos registros anuales de Qp y tres de precipitación máxima diaria anual. A cada uno de los 11 registros procesados se les ajustaron cinco distribuciones: Kappa, la que reproduce según el valor de h (LOG, GVE o PAG); Log-Pearson tipo III; Log-Normal, y Wakeby. La calidad estadística de cada ajuste se cuantificó con el error estándar de ajuste y el error absoluto medio. Las conclusiones destacan la similitud de los resultados (errores y predicciones), en los 11 registros procesados y sugieren la aplicación sistemática de la distribución Kappa, para complementar las de aplicación bajo precepto y las de uso generalizado.

Palabras clave: distribución Kappa, momentos y cocientes L, error estándar de ajuste, error absoluto medio, gráficos Q-Q, predicciones.

Abstract

Frequency analysis (FA) allows estimating magnitudes for the maximum annual data of floods and daily rains associated with low exceedance probabilities. Such estimates or *predictions* allow the hydrological design of hydraulic works of exploitation or protection. The FA comprehends five stages: (1) verification of the randomness of the data; (2) adoption of a *probability distribution function* (PDF); (3) fitting the PDF; (4) evaluation of the goodness of fit, and (5) selection of the results. In this study, the theoretical bases of the Kappa distribution of four parameters (u, a, k, h), obtained through the L-moment method, which is described in detail, are exposed. The Kappa distribution, when its second shape parameter h takes values of -1, 0, and 1 reproduces the Generalized Logistics (GLO), Generalized Extreme Value (GEV), and Generalized Pareto (GPA) distributions. Three *joint* records of annual floods of peak flow (Qp) and runoff volume (Vol) were processed, and two yearly records of Qp and three of maximum annual daily precipitation. Five distributions were used to fit each of the eleven processed records: Kappa, the distribution reproduced according to the value of h (GLO, GEV o GPA); Log-Pearson type III; Log-Normal, and Wakeby. The statistical quality of each fit was quantified with the standard error of fit and the mean absolute error. The Conclusions highlight the similarity of the results (errors and predictions) in the eleven records processed and suggest the systematic application of the Kappa distribution, to complement those prescribed by government agencies and those of generalized use.

Keywords: Kappa distribution, L moments and ratios, standard error of fit, mean absolute error, Q-Q graphics, predictions.

Recibido: 12/05/2021

Aceptado: 18/09/2021

Introducción

El *análisis de frecuencias* (AF) es un procedimiento que busca definir magnitudes de una variable aleatoria asociadas con bajas probabilidades de ser excedidas; tales estimaciones se denominan *predicciones* y en ellas se basa el dimensionamiento hidrológico de todas las obras hidráulicas, como embalses, diques de contención, puentes, drenaje urbano, etcétera. Las variables aleatorias más comunes que se procesan con el AF son los llamados *datos hidrológicos extremos*, como las crecientes o avenidas, los niveles en ríos y mares, los vientos y las precipitaciones. Las tormentas máximas que ocurren en las cuencas originan las *crecientes*, cuyos datos básicos anuales son el gasto pico y el volumen de escurrimiento. Respecto a las tormentas y debido a la escasez de pluviógrafos, lo común es

procesar los datos de los pluviómetros a través de las precipitaciones máximas diarias anuales (Rao & Hamed, 2000; Meylan, Favre, & Musy, 2012; Stedinger, 2017; Johnson & Sharma, 2017).

El AF consta de las cinco etapas siguientes: (1) verificación de la aleatoriedad de los datos o muestra disponible; (2) adopción de un modelo probabilístico o *función de distribución de probabilidades* (FDP), con la cual se realizan las predicciones buscadas; (3) aplicación de un método de estimación de los parámetros de ajuste de la FDP probada; (4) cálculo de los indicadores de la calidad del ajuste logrado, entre la FDP y la muestra, y (5) selección de los resultados (Hosking & Wallis, 1997).

Este estudio, la primera etapa se realizó con base en el Test de Wald-Wolfowitz. Para la segunda etapa se aplicaron y contrastaron las siete FDP siguientes: Kappa de cuatro parámetros de ajuste; las tres distribuciones cuya aplicación ha sido sugerida bajo precepto o norma Log-Pearson tipo III (LP3), General de Valores Extremos (GVE) y Logística Generalizada (LOG); y tres de uso frecuente: la Log-Normal (LN3), la Pareto Generalizada (PAG) y la Wakeby (WAK); todas de tres parámetros de ajuste, excepto la última, con cinco (Gómez, Aparicio, & Patiño, 2010; Nguyen, El-Outayek, Lim, & Nguyen, 2017; Campos-Aranda, 2019).

Respecto a la etapa tres, se adoptó el método de los momentos L, el cual se ha establecido como un procedimiento simple, exacto y robusto para la estimación de los parámetros de ajuste de las FDP empleadas en los AF hidrológicos (Hosking & Wallis, 1997). Otra ventaja del método de los momentos L ha sido destacada por Kjeldsen, Ahn y Prosdociami (2017),

en relación con el uso del diagrama de cocientes L para seleccionar una FDP adecuada a los datos disponibles. Por último, en relación con la cuarta etapa del AF, se aplicaron los dos indicadores de uso más generalizado: el error estándar de ajuste y el error absoluto medio (Kite, 1977; Willmott & Matsuura, 2005; Chai & Draxler, 2014).

Los AF tienen implícitos dos retos. El primero busca distribuciones que mejor representen a los registros de datos hidrológicos extremos, que cada vez son más extensos. El segundo, fuera del alcance de este trabajo, está relacionado con el procesamiento de los datos no aleatorios: dependientes o no estacionarios (Khaliq, Ouarda, Ondo, Gachon, & Bobée, 2006; Meylan *et al.*, 2012; Katz, 2013).

Es importante destacar que el uso de las FDP de cuatro o más parámetros de ajuste, como los modelos Kappa y Wakeby, ha proliferado debido a su versatilidad y habilidad para representar muestras de datos cuya FDP de procedencia se desconoce (Singh & Deng, 2003; Asquith, 2011).

Por otra parte, Hosking y Wallis (1993) fueron los primeros en usar la distribución Kappa para generar datos sintéticos para buscar la mejor FDP en un AF regional de crecientes. Parida (1999) fue el primero en emplear la distribución Kappa en el AF de la lluvia ocurrida durante el monzón en la India de junio a septiembre.

Los *objetivos* básicos de este estudio fueron los tres siguientes: (1) exponer un resumen de la teoría de la distribución Kappa; (2) describir con detalle el método de los momentos L para la estimación de sus cuatro

parámetros de ajuste; y (3) realizar un contraste de bondad de ajuste y predicciones entre la distribución Kappa y seis de aplicación generalizada, tres de aplicación bajo precepto (LP3, GVE, LOG) y tres de uso común (LN3, PAG y WAK).

Métodos y materiales

Génesis de la distribución Kappa

Hosking (1994) expuso el desarrollo de la distribución Kappa de cuatro parámetros de ajuste, partiendo de las siguientes dos transformaciones que siguen tres FDP utilizadas actualmente en el AF de crecientes:

$$X = u + \alpha(1 - e^{-k \cdot Y})/k \text{ si } k \neq 0 \quad (1)$$

$$X = u + \alpha \cdot Y \text{ si } k = 0 \quad (2)$$

en las cuales X y Y son variables aleatorias reales, y u , a y k son parámetros de ajuste reales de ubicación, escala y forma. Si Y procede de una distribución exponencial, con FDP de la forma:

$$F(y) = 1 - e^{-y} \text{ con } y \geq 0 \quad (3)$$

entonces X tendrá una FDP Pareto Generalizada (PAG) con tres parámetros de ajuste. Si Y procede de una distribución Gumbel (valores extremos tipo I o doble exponencial), con FDP de la forma:

$$F(y) = \exp(-e^{-y}) \quad (4)$$

entonces X tendrá una FDP Generalizada de Valores Extremos (GVE), con tres parámetros de ajuste. Finalmente, si Y procede de una distribución Logística, con FDP de la forma:

$$F(y) = \frac{1}{1+e^{-y}} \quad (5)$$

entonces X tendrá una FDP Logística Generalizada (LOG) con tres parámetros de ajuste. Por otra parte, las ecuaciones (3), (4) y (5) pueden ser obtenidas como casos especiales con $h = 1$, $h = 0$ y $h = -1$ de las siguientes FDP:

$$F(y) = (1 - h \cdot e^{-y})^{1/h} \text{ para } y \geq \ln h \text{ si } h \neq 0 \quad (6)$$

$$F(y) = \exp(-e^{-y}) \text{ si } h = 0 \quad (7)$$

h es un segundo parámetro de forma. La distribución Kappa de cuatro parámetros de ajuste (u, a, k, h) , que incluye como casos especiales a las distribuciones PAG, GVE y LOG, se obtiene para la variable aleatoria X aplicando las transformaciones (1) y (2) a la variable aleatoria Y , cuya FDP está definida por las ecuaciones (6) y (7). La FDP de la distribución Kappa es la siguiente (Hosking, 1994):

$$F(x, \theta) = \{1 - h[1 - k(x - u)/\alpha]_+^{1/k}\}^{1/h} \text{ si } k \neq 0, h \neq 0 \quad (8)$$

En esta ecuación, el signo $+$ del paréntesis rectangular indica *positividad* para su expresión interna (Dupuis & Winchester, 2001). Coles (2001) aclara, para la distribución GVE, que cualquier combinación de parámetros de ajuste (θ) que viola la condición anterior de positividad implica que al menos uno de los puntos observados (x) está más allá de los puntos finales de la distribución, y entonces la función de verosimilitud es cero y su versión logarítmica $-\infty$.

La ecuación anterior incluye distribuciones de dos parámetros que se obtienen como expresiones o formas límite cuando k o h tienden a cero.

Bajo tal condición, las funciones de densidad de probabilidad [$f(x)$], y de cuantiles o solución inversa de la distribución Kappa son (Hosking, 1994; Asquith, 2011):

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} [1 - k(x - u)/\alpha]^{(\frac{1}{k})-1} [F(x)]^{1-k} \quad (9)$$

$$x(F) = u + \frac{\alpha}{k} \left[1 - \left(\frac{1-F^h}{h} \right)^k \right] \quad (10)$$

en ambas expresiones, los parámetros de ajuste u , a , k y h son números reales; además, $a > 0$. En la Ecuación (10), F es la probabilidad de no excedencia y el cociente $(1 - F^h)/h$ define los límites de la variable x , ya conocidos en las distribuciones LOG, GVE y PAG (Hosking & Wallis, 1997; Stedinger, 2017).

Hosking (1994) establece cuatro condiciones que definen el espacio de los parámetros de ajuste (Figura 1) para asegurar la existencia de los momentos L (condiciones a y b) y la *unicidad* de los cuatro parámetros de ajuste (condiciones c y d), dados los primeros cuatro momentos L, tales condiciones son: (a) $k > -1$; (b) si $h < 0$, entonces $h \cdot k > -1$; (c) $h > -1$ y (d) $k + 0.725 \cdot h > -1$.

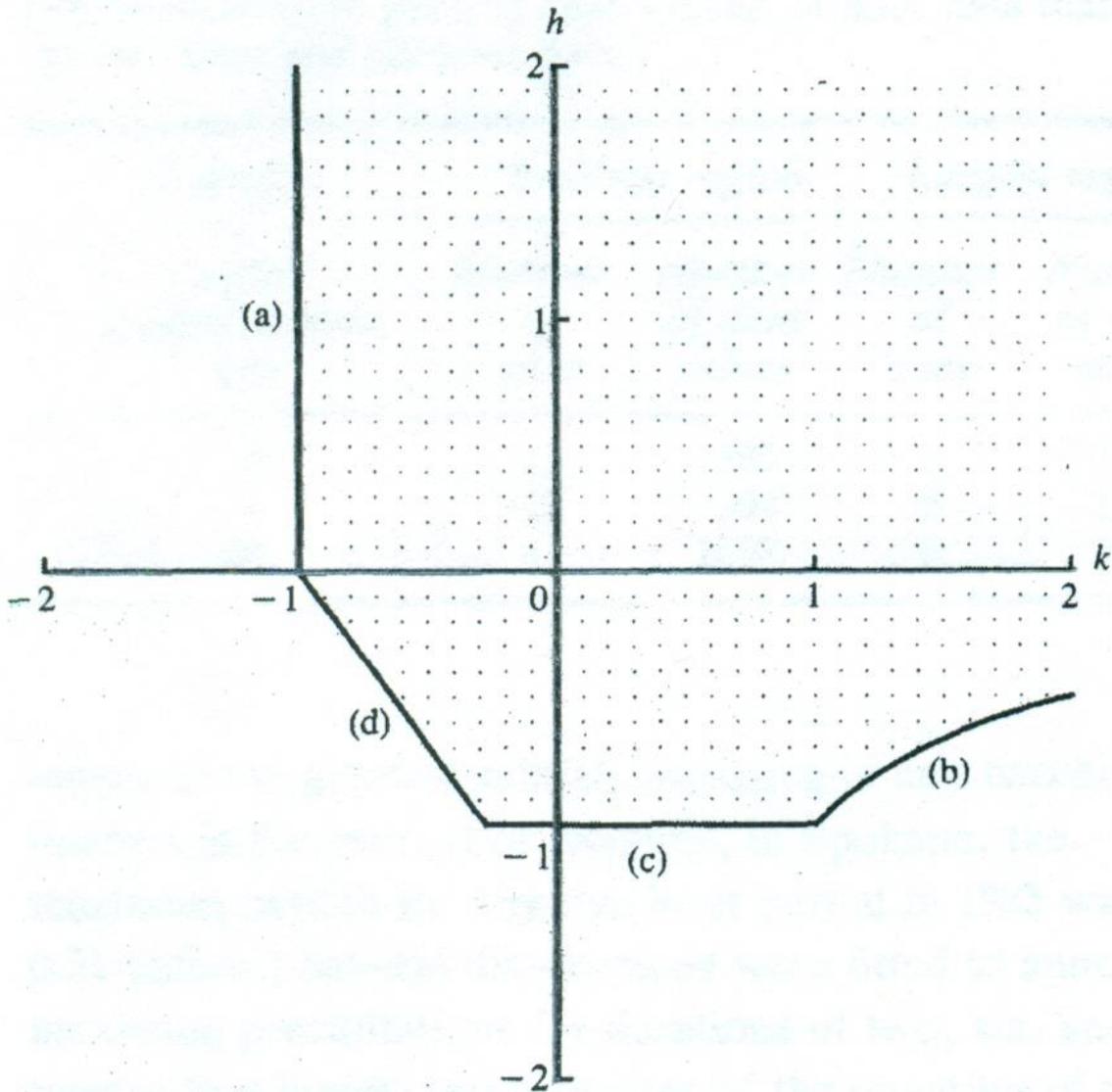


Figura 1. Espacio (área de puntos) de los parámetros de ajuste k y h de la distribución Kappa, que asegura existencia de los primeros cuatro momentos L y la unicidad de sus parámetros de ajuste (Hosking, 1994).

Momentos y cocientes L de la muestra

Los momentos L son combinaciones lineales de los momentos de probabilidad ponderada (b_r) desarrollados por Greenwood, Landwehr, Matalas y Wallis (1979), por ello son robustos ante los valores dispersos de muestra. Su cálculo comienza por ordenar la serie de datos hidrológicos anuales (x_i) de menor a mayor ($x_1 \leq x_2 \leq \dots \leq x_n$) y entonces se obtienen los momentos de probabilidad ponderada usando la siguiente expresión (Hosking & Wallis, 1997; Rao & Hamed, 2000; Asquith, 2011; Stedinger, 2017):

$$b_r = \frac{1}{n} \sum_{i=r+1}^n \frac{(i-1)(i-2)\dots(i-r)}{(n-1)(n-2)\dots(n-r)} x_i \quad (11)$$

En la expresión anterior, el número de orden r varía de 0 a 3 y n es el número de datos de la serie anual. Se deduce que b_0 es igual a la media aritmética. Los momentos L de la muestra (l) y sus respectivos *cocientes* (t) de similitud con los coeficientes de variación, asimetría y curtosis son:

$$l_1 = b_0 \quad (12)$$

$$l_2 = 2 \cdot b_1 - b_0 \quad (13)$$

$$l_3 = 6 \cdot b_2 - 6 \cdot b_1 + b_0 \quad (14)$$

$$l_4 = 20 \cdot b_3 - 30 \cdot b_2 + 12 \cdot b_1 - b_0 \quad (15)$$

$$t_2 = l_2/l_1 \quad (16)$$

$$t_3 = l_3/l_2 \quad (17)$$

$$t_4 = l_4/l_2 \quad (18)$$

El diagrama de cocientes de momentos L tiene en el eje de las abscisas a t_3 y en el de las ordenadas a t_4 . Las FDP de tres parámetros de ajuste son líneas curvas y las FDP de dos parámetros de ajuste son puntos.

En la Figura 2 se muestra en el diagrama de cocientes de momentos L el área de dominio de la distribución Kappa; los puntos L, G y E corresponden a las distribuciones Logística, Gumbel y Exponencial; su curva extrema inferior es el límite de los valores de t_4 como función de t_3 (Hosking & Wallis, 1997).

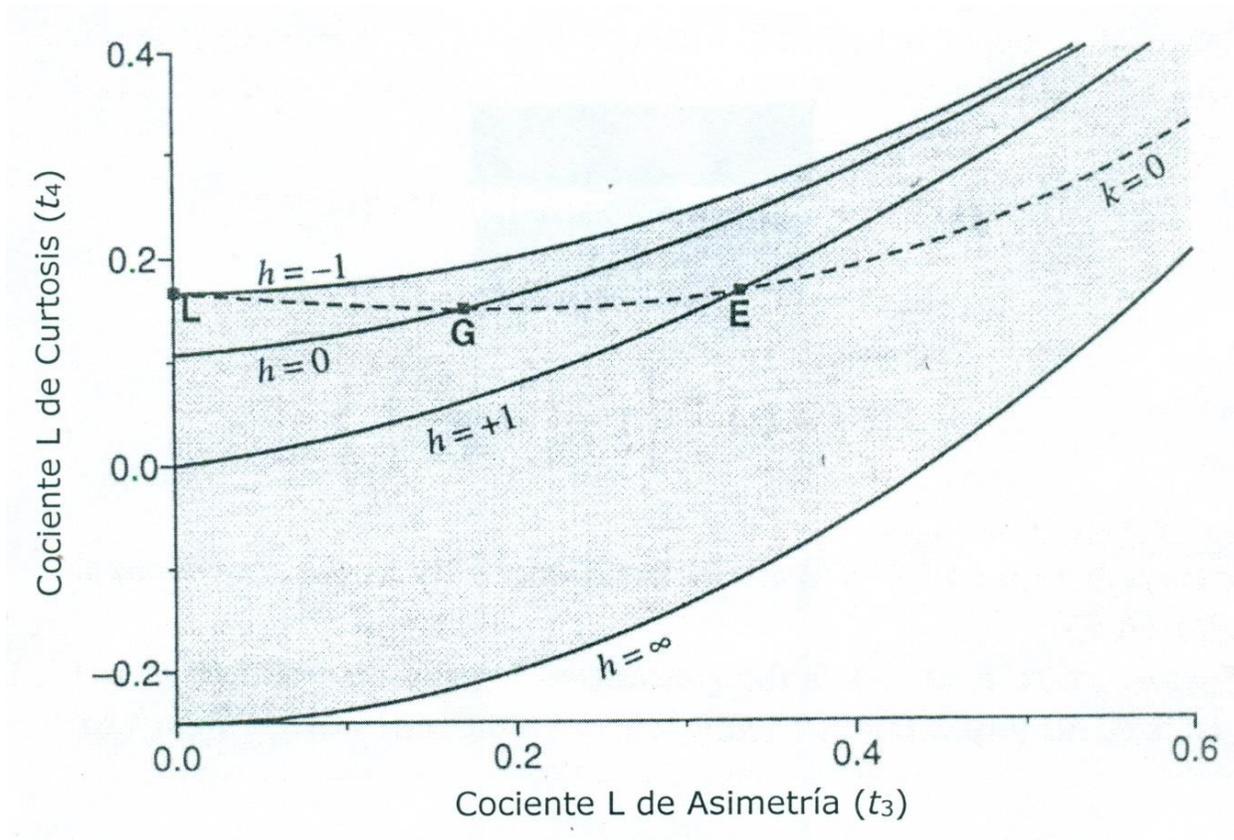


Figura 2. Área de dominio de la distribución Kappa en el diagrama de cocientes de momentos L (Hosking & Wallis, 1997).

Momentos y cocientes L de la distribución Kappa

Hosking y Wallis (1997) exponen las ecuaciones de los dos primeros momentos L y de los cocientes t_3 y t_4 , de la distribución Kappa, las cuales son:

$$l_i = u + \alpha(1 - g_1)/k \quad (19)$$

$$l_2 = \alpha(g_1 - g_2)/k \quad (20)$$

$$t_3 = (-g_1 + 3g_2 - 2g_3)/(g_1 - g_2) \quad (21)$$

$$t_4 = (-g_1 + 6g_2 - 10g_3 + 5g_4)/(g_1 - g_2) \quad (22)$$

en las cuales:

$$g_r = \frac{r\Gamma(1+k)\cdot\Gamma(-k-r/h)}{(-h)^{1+k}\Gamma(1-r/h)} \text{ si } h < 0 \quad (23)$$

$$g_r = \frac{r\Gamma(1+k)\cdot\Gamma(r/h)}{h^{1+k}\Gamma(1+k+r/h)} \text{ si } h > 0 \quad (24)$$

Para la estimación de la función Gamma $\Gamma(\omega)$ se utilizó la fórmula de Stirling (Davis, 1972):

$$\Gamma(\omega) \cong e^{-\omega} \cdot \omega^{\omega-\frac{1}{2}} \cdot (2\pi)^{1/2} \cdot F1 \quad (25)$$

siendo:

$$F1 = \left(1 + \frac{1}{12 \cdot \omega} + \frac{1}{288 \cdot \omega^2} - \frac{139}{51840 \cdot \omega^3} - \frac{571}{2488320 \cdot \omega^4} + \dots \right)$$

Estimación de los parámetros de ajuste

Kjeldsen *et al.* (2017) sugieren el siguiente procedimiento que inicia definiendo un valor fijo y aproximado de h en función de los cocientes t_3 y t_4 del registro de datos en el diagrama de cocientes de momentos L. Cuando se obtienen puntos por encima de la curva de la distribución LOG, implica que $h < -1$ y entonces h tomará su valor límite de -1 (condición c en la Figura 1), como fue propuesto por Hosking y Wallis (1993). Lo anterior equivale a ajustar la distribución LOG, que es lo que procede

cuando t_3 y t_4 definen puntos por arriba de su curva en el diagrama de cocientes de momentos L (Campos-Aranda, 2013).

Para definir el valor del parámetro de forma h cuando queda ubicado entre las curvas de las distribuciones LOG y GVE con un valor negativo o entre la curva de la GVE y de la PAG con un valor positivo se calculan los respectivos t_4 de cada curva para el dato t_3 de la muestra, con las ecuaciones siguientes (Hosking & Wallis, 1997):

$$t_4^{\text{LOG}} = 0.16667 + 0.83333 \cdot t_3^2 \quad (26)$$

$$t_4^{\text{GVE}} = 0.10701 + 0.1109 \cdot t_3 + 0.84838 \cdot t_3^2 - 0.06669 \cdot t_3^3 + \text{SUM1}$$

$$\text{SUM1} = 0.00567 \cdot t_3^4 - 0.04208 \cdot t_3^5 + 0.03763 \cdot t_3^6 \quad (27)$$

$$t_4^{\text{PAG}} = 0.20196 \cdot t_3 + 0.95924 \cdot t_3^2 - 0.20096 \cdot t_3^3 + 0.04061 \cdot t_3^4 \quad (28)$$

Como ya se indicó, si t_4 es mayor que t_4^{LOG} , entonces $h = -1$. Si t_4 es mayor que t_4^{GVE} , h será negativa y su valor se obtiene por interpolación lineal, con la expresión:

$$h = -(t_4 - t_4^{\text{GVE}})/(t_4^{\text{LOG}} - t_4^{\text{GVE}}) \quad (29)$$

Cuando t_4 es menor que t_4^{GVE} , h será positiva y su valor se obtiene por interpolación lineal con la ecuación:

$$h = (t_4^{\text{GVE}} - t_4) / (t_4^{\text{GVE}} - t_4^{\text{PAG}}) \quad (30)$$

La expresión anterior también se utiliza para los casos en los cuales t_4 resulta menor que t_4^{PAG} , y por lo tanto h será mayor que la unidad.

Enseguida se estima el parámetro de forma k por tanteos, en función de t_3 con la Ecuación (21), haciendo uso de las expresiones (23) o (24), según si h es negativo o positivo. Este cálculo numérico se resolvió con el método de bisección (Campos-Aranda, 2003), adoptando una tolerancia de 0.00001 para la diferencia entre el t_3 de la muestra y el estimado con la Ecuación (21). El inicio del método de bisección debe respetar los límites impuestos a k en la Figura 1, y por ello, cuando $h > 0$, k tomó valores iniciales de -1 y 2 . Pero cuando $h < 0$, su valor negativo inicial se definió con la expresión $k = -1 - 0.725 \cdot (h)$, y su valor positivo inicial con la ecuación $k = -(1/h)$. Estimado el valor de k con base en la Ecuación (20), el valor de l_2 se obtiene de a ; por último, con la Ecuación (19) y la magnitud l_1 se define el valor de u .

Otros métodos de ajuste de la distribución Kappa

Dupuis y Winchester (2001) han comentado que la estimación de los cuatro parámetros de ajuste de la distribución Kappa mediante el método de los momentos L no siempre es factible o calculable, y por ello exponen el método de máxima verosimilitud como opción viable. Estos autores destacan que el método de los momentos L presenta dificultades de cómputo cuando h es negativa y sobre todo si es menor que -1 . Para tales situaciones ($h < -1$), Park y Park (2002) han propuesto el método de máxima verosimilitud con penalizaciones.

Singh y Deng (2003) proponen el método de estimación designado POME (*principle of maximum entropy*) y lo comparan contra los existentes de momentos ordinarios, momentos L y máxima verosimilitud. Concluyen que los métodos POME y máxima verosimilitud son idénticos y el menos confiable es el de momentos ordinarios.

Distribuciones utilizadas en el contraste

Lógicamente, las distribuciones LOG, GVE y PAG son las tres primeras del contraste debido a que son las que engloba y reproduce el modelo Kappa. Después se incluyeron las dos de uso generalizado: la Log-Normal de tres parámetros de ajuste (LN3) y la Wakeby de cinco parámetros de ajuste (Houghton, 1978). Estas cinco distribuciones se aplicaron con el método de los momentos L (Hosking & Wallis, 1997). La distribución Log-Pearson tipo III (LP3) se ajustó con su método clásico, el de momentos, en el dominio logarítmico (WRC, 1977) y en el dominio real (Bobée, 1975), adoptando la de mejor ajuste; es decir, con errores de ajuste menores.

De las seis distribuciones citadas, tres han sido propuestas de aplicación por norma o precepto. La primera fue la LP3, en EUA desde el inicio de la década de 1970. Después, el Natural Environment Research Council (NERC, 1975) adoptó a la GVE para Inglaterra hasta finales del siglo pasado, en que cambió a la LOG (Shaw, Beven, Chappel, & Lamb, 2011). Las tres distribuciones de uso generalizado han sido la LN3, la PAG y la Wakeby.

Gráfico de diagnóstico Q-Q

Nguyen *et al.* (2017) han sugerido dos evaluaciones para seleccionar la FDP óptima a un registro de datos hidrológicos extremos: (1) la habilidad descriptiva y (2) la habilidad predictiva. La primera se refiere a la exactitud con la cual la FDP que se prueba reproduce los datos de la muestra y la segunda está asociada, lógicamente, con la variabilidad de sus predicciones en relación con la dispersión que tienen las predicciones de la muestra. Para probar la habilidad descriptiva se tienen tres técnicas: (1) los gráficos de diagnóstico; (2) las pruebas estadísticas, y (3) los índices de bondad de ajuste.

Los gráficos de diagnóstico *P-P* y *Q-Q* de *probabilidad* empírica contra calculada y de *cantidad* observada contra estimada se han popularizado (Coles, 2001; Wilks, 2011), y constituyen una manera simple y efectiva de comparar los resultados de una FDP contrastada. Para una muestra de datos x_i ordenados de menor a mayor se les asigna una probabilidad empírica (p), por ejemplo, con la fórmula de Cunnane, que de acuerdo con Stedinger (2017) conduce a valores insesgados en la mayoría de las FDP utilizadas en hidrología, la cual es:

$$p = \frac{m-0.40}{n+0.20} \quad (31)$$

donde m es el número de orden del dato y n es el número de datos. Para cada dato x_i se obtiene su probabilidad con la ecuación de la FDP probada. Para el caso de la distribución Kappa, con la Ecuación (8). El gráfico de P - P se define con los puntos de abscisas y ordenadas siguientes:

$$\left[\frac{m-0.40}{n+0.20}, F(x_i) \right] \text{ para } i = 1, 2, \dots, n \quad (32)$$

El gráfico de Q - Q utiliza la Ecuación (10) o solución inversa de la FDP Kappa para definir puntos de las ordenadas y está integrado por los puntos siguientes:

$$\left[x_i, x \left(\frac{m-0.40}{n+0.20} \right) \right] \text{ para } i = 1, 2, \dots, n \quad (33)$$

La desventaja de los gráficos de diagnóstico radica en la apreciación subjetiva que se hace al comparar diversas FDP, ya que no se dispone de un valor numérico (Nguyen *et al.*, 2017). Campos-Aranda (2019) visualiza más útil la gráfica de Q - Q para observar predicciones sobreestimadas (por quedar arriba de la recta a 45°) o subestimadas (por estar debajo).

Error estándar de ajuste (*EEA*)

Los índices de bondad de ajuste tienen la ventaja de ser de cálculo fácil y comúnmente involucran a la diferencia entre los valores observados x_i y los estimados \hat{x} con la FDP que se contrasta. El *EEA* es el más común (Chai & Draxler, 2014); se estableció a mediados de la década de 1970 (Kite, 1977) y se ha aplicado en México usando la fórmula empírica de Weibull (Benson, 1962); ahora se aplicará utilizando la Ecuación (31). La expresión del *EEA* es:

$$EEA = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \hat{x}_i)^2}{(n-np)} \right]^{1/2} \quad (34)$$

x_i son los n datos observados ordenados de menor a mayor; \hat{x}_i , los estimados para la probabilidad estimada con la Ecuación (31) y la FDP que se contrasta; np es el número de parámetros de ajuste de la FDP, con cuatro para la Kappa, cinco para la Wakeby y tres para el resto de las contrastadas; el *EEA* tiene las unidades de la variable x_i .

Error absoluto medio (*EAM*)

Sus ventajas radican en tener las unidades de la variable, al igual que el *EEA*, y evitar que el impacto de los valores dispersos sea elevado al cuadrado y por ello $EEA \geq EAM$ (Willmott & Matsuura, 2005). Su expresión es (Nguyen *et al.*, 2017):

$$EAM = \frac{\sum_{i=1}^n |x_i - \hat{x}_i|}{n - np} \quad (35)$$

Registros de datos hidrológicos procesados

Aldama, Ramírez, Aparicio, Mejía-Zermeño y Ortega-Gil (2006) exponen los registros *conjuntos* de gasto pico (Q_p) en m^3/s y volumen (Vol) en millones de m^3 (Mm^3) anuales de las crecientes de entrada a 15 embalses importantes y uno en proyecto. De tales registros, se seleccionaron los dos de mayor amplitud. Los primeros corresponden a los 64 datos de ingreso a la presa La Boquilla en el río Conchos, afluente del río Bravo, que define la Región Hidrológica No. 24-1. Los siguientes registros por

procesar son los 61 datos de ingreso a la presa Adolfo Ruiz Cortines (Mocúzari), en el río Mayo, del estado de Sonora, México.

Gómez *et al.* (2010) exponen los registros *conjuntos* de Q_p y Vol con 55 datos de la estación de aforos La Cuña, que se ubica en el río Verde, en la Región Hidrológica No. 12-3 (río Santiago), México. Tales registros de crecientes también se procesaron.

Los siguientes dos registros de crecientes anuales se tomaron del contraste realizado por Campos-Aranda (2013) y pertenecen a muestras que definen su ubicación en el diagrama de cocientes L por debajo de la curva de la distribución PAG, por lo cual su valor de h será mayor de la unidad. Un registro contiene 53 crecientes de entrada a la presa Luis Donaldo Colosio (Huites), en el río Fuerte del estado de Sinaloa, México. El otro, 67 crecientes de entrada a la presa El Cuchillo, en el río San Juan, del estado de Nuevo León, México. Este registro fue procesado con anterioridad por Campos-Aranda (1998). Debido a la dificultad que implica obtener estos registros se exponen en la Tabla 1.

Tabla 1. Registros de las crecientes anuales (m^3/s) de las estaciones hidrométricas Huites del estado de Sinaloa, México, y El Cuchillo del estado de Nuevo León, México.

| # | Huites* | | | El Cuchillo | | | | # |
|----|-------------|--------|--------|-------------|---------|---------|---------|----|
| | (1941-1993) | | | (1927-1993) | | | | |
| 1 | 2 085 | 1 908 | 1 119 | 1 817.0 | 3 358.0 | 603.0 | 396.0 | 19 |
| 2 | 2 531 | 15 000 | 6 178 | 54.4 | 526.4 | 348.2 | 210.0 | 20 |
| 3 | 14 376 | 1 396 | 4 443 | 34.2 | 1 393.9 | 1 274.0 | 366.9 | 21 |
| 4 | 2 580 | 1 620 | 1 474 | 994.0 | 1 173.1 | 726.8 | 183.9 | 22 |
| 5 | 1 499 | 2 702 | 2 508 | 332.5 | 381.8 | 5540.0 | 115.2 | 23 |
| 6 | 1 165 | 1 319 | 1 530 | 162.8 | 469.0 | 464.5 | 963.7 | 24 |
| 7 | 1 127 | 1 944 | 8 000 | 2 736.5 | 2 084.4 | 470.6 | 688.6 | 25 |
| 8 | 3 215 | 2 420 | 5 496 | 393.5 | 167.4 | 655.4 | 8 315.1 | 26 |
| 9 | 10 000 | 2 506 | 3 385 | 602.8 | 2 511.5 | 649.0 | 505.3 | 27 |
| 10 | 3 229 | 1 534 | 1 374 | 1 307.0 | 302.7 | 454.6 | 392.6 | 28 |
| 11 | 677 | 1 508 | 1 245 | 139.8 | 384.5 | 3 355.5 | 161.5 | 29 |
| 12 | 1 266 | 1 558 | 2 299 | 6 758.5 | 125.0 | 1 935.0 | 153.9 | 30 |
| 13 | 1 025 | 2 200 | 1 345 | 720.4 | 900.0 | 643.7 | 250.9 | 31 |
| 14 | 955 | 2 225 | 11 350 | 404.0 | 1 927.0 | 1 081.0 | - | 32 |
| 15 | 4 780 | 7 960 | 2 509 | 1 194.0 | 177.0 | 2 000.0 | - | 33 |
| 16 | 696 | 4 001 | 2 006 | 817.2 | 1 677.6 | 3 500.0 | - | 34 |
| 17 | 593 | 1 067 | 1 182 | 675.5 | 492.0 | 355.0 | - | 35 |
| 18 | 3 010 | 3 233 | - | 1 584.8 | 584.5 | 225.9 | - | 36 |

Por último, se procesaron tres registros de precipitación máxima diaria (*PMD*) anual de una estación pluviométrica de cada zona geográfica del estado de San Luis Potosí. Del Altiplano se procesó Mexquitic ($n = 72$); de la Zona Media, San Francisco ($n = 50$), y de la región Huasteca, Xilitla ($n = 51$). Estos registros fueron analizados por Campos-Aranda (2019) para obtener sus FDP óptimas e integrados con base en el archivo mensual en Excel de la Comisión Nacional del Agua (Conagua), proporcionado al autor; por ello se reproducen en la Tabla 2.

Tabla 2. Registros de *PMD* anual (milímetros) en las tres estaciones pluviométricas indicadas del estado de San Luis Potosí, México.

| Núm. | Mexquitic (1943-2014) | | | San Francisco (1961-2013) | | Xilitla (1964-2014) | | Núm. |
|------|--------------------------|------|------|------------------------------|-------|------------------------|-------|------|
| 1 | 48.3 | 42.0 | 51.0 | 15.0 | 135.0 | 146.5 | 138.0 | 27 |
| 2 | 60.0 | 39.0 | 50.0 | 25.0 | 45.0 | 159.0 | 200.0 | 28 |
| 3 | 57.0 | 66.0 | 25.0 | 12.0 | 42.4 | 207.4 | 182.0 | 29 |
| 4 | 47.0 | 48.0 | 12.0 | 12.0 | 43.0 | 224.5 | 330.0 | 30 |
| 5 | 35.5 | 55.0 | 28.0 | 84.0 | 36.0 | 224.7 | 148.0 | 31 |
| 6 | 56.0 | 54.0 | 30.0 | 24.0 | 32.0 | 163.0 | 222.0 | 32 |
| 7 | 40.0 | 57.0 | 62.5 | 111.5 | 64.5 | 193.5 | 113.0 | 33 |
| 8 | 25.0 | 64.0 | 41.5 | 42.0 | 49.0 | 184.0 | 187.0 | 34 |

| | | | | | | | | |
|----|------|------|-------|------|------|-------|-------|----|
| 9 | 83.0 | 68.0 | 53.2 | 36.0 | 39.0 | 128.0 | 163.0 | 35 |
| 10 | 84.0 | 40.0 | 35.8 | 53.0 | 64.0 | 147.0 | 136.0 | 36 |
| 11 | 40.0 | 55.2 | 50.0 | 21.0 | 44.0 | 299.0 | 92.0 | 37 |
| 12 | 31.0 | 40.5 | 30.0 | 57.0 | 44.0 | 111.0 | 160.0 | 38 |
| 13 | 52.0 | 55.3 | 41.0 | 42.0 | 54.0 | 200.0 | 173.0 | 39 |
| 14 | 59.0 | 51.0 | 69.0 | 43.0 | 40.0 | 103.0 | 203.0 | 40 |
| 15 | 47.0 | 27.2 | 75.0 | 22.0 | 45.5 | 420.0 | 131.0 | 41 |
| 16 | 40.0 | 74.0 | 53.0 | 78.0 | 42.0 | 226.0 | 118.0 | 42 |
| 17 | 45.0 | 44.2 | 53.0 | 57.0 | 27.0 | 220.0 | 98.5 | 43 |
| 18 | 61.0 | 46.0 | 53.5 | 42.0 | 30.0 | 180.0 | 320.0 | 44 |
| 19 | 21.0 | 45.3 | 107.0 | 30.0 | 75.0 | 160.0 | 247.0 | 45 |
| 20 | 30.5 | 73.0 | 41.0 | 85.0 | 42.0 | 232.0 | 144.0 | 46 |
| 21 | 26.0 | 31.7 | - | 78.0 | 40.0 | 140.0 | 162.0 | 47 |
| 22 | 51.5 | 36.0 | - | 41.0 | 87.0 | 137.0 | 122.0 | 48 |
| 23 | 32.0 | 59.0 | - | 22.0 | 28.0 | 126.7 | 93.5 | 49 |
| 24 | 28.0 | 46.0 | - | 23.0 | 51.0 | 200.0 | 213.0 | 50 |
| 25 | 62.0 | 20.0 | - | 38.0 | - | 280.0 | 147.0 | 51 |
| 26 | 65.0 | 15.5 | - | 43.4 | - | 184.0 | - | 52 |

Test de Wald-Wolfowitz

Esta prueba no paramétrica fue desarrollada Abraham Wald y Jacob Wolfowitz basándose en el trabajo de Richard L. Anderson sobre el coeficiente de correlación serial. Ha sido utilizada por Bobée y Ashkar (1991), Rao y Hamed (2000), y Meylan *et al.* (2012) para probar *independencia* y *estacionariedad* en registros de gastos máximos anuales (X_i). Por lo anterior, se propuso aplicar la prueba a los registros de *Qp*, *Vol* y *PMD* anuales, que deben ser muestras de valores aleatorios. El estadístico de la prueba de Wald-Wolfowitz es:

$$R = \sum_{i=1}^{n-1} x_i \cdot x_{i+1} + x_n \cdot x_1 \quad (36)$$

Cuando el tamaño (n) de la serie o muestra (x_i) no es pequeño y sus datos son independientes, R procede de una distribución Normal con media y varianza, dadas por las expresiones siguientes:

$$E[R] = \bar{R} = \frac{S_1^2 - S_2}{n-1} \quad (37)$$

$$Var[R] = \frac{S_2^2 - S_4}{n-1} + \frac{S_1^4 - 4 \cdot S_1^2 \cdot S_2 + 4 \cdot S_1 \cdot S_3 + S_2^2 - 2 \cdot S_4}{(n-1)(n-2)} - \bar{R}^2 \quad (38)$$

en las cuales:

$$S_w = \sum_{i=1}^n x_i^w \quad (39)$$

Finalmente, se calcula U con la ecuación:

$$U = \frac{R - \bar{R}}{\sqrt{\text{Var}[R]}} \quad (40)$$

El valor de U sigue una distribución Normal (0, 1) y se puede usar para probar la independencia de los datos de la serie con un nivel de significancia α , comúnmente del 5 %. En una prueba de dos colas, la variable normal estandarizada es $Z_{\alpha/2} \cong 1.96$; entonces, cuando el valor absoluto de U es menor que 1.96, la serie estará integrada por valores independientes (muestra aleatoria).

Diagrama de flujo del procedimiento

En la Figura 3 se muestra de modo esquemático el proceso seguido para el contraste de la distribución Kappa.

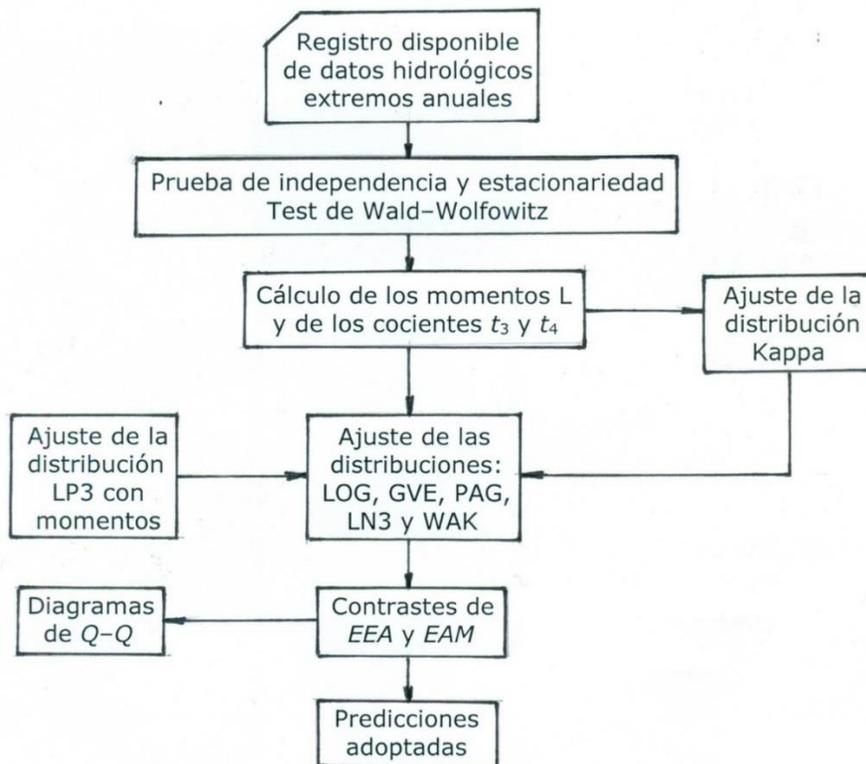


Figura 3. Diagrama de flujo que expone el proceso seguido para el contraste de la distribución Kappa con las seis de aplicación generalizada.

Resultados y su discusión

Prueba de aleatoriedad y momentos y cocientes L

En la cuarta columna de la Tabla 3 se exponen los valores de la estadística U (Ecuación (40)), definiendo que los 11 registros procesados son aleatorios. En el resto de las columnas se muestran las magnitudes de los momentos y cocientes L de cada registro (ecuaciones (12) a (18)).

Tabla 3. Datos generales y valores de los momentos y cocientes L de los 11 registros procesados.

| Núm. | Registro | A y H | U | l_1 | l_2 | t_3 | t_4 |
|------|------------------------|-----------|--------|---------|----------|---------|---------|
| 1 | La Boquilla Qp | 21003 | -0.084 | 858.707 | 373.7957 | 0.30456 | 0.15338 |

| | | | | | | | |
|----|----------------------------|-------|--------|----------|-----------|---------|---------|
| 2 | La Boquilla <i>Vol</i> | 21003 | -0.251 | 292.896 | 128.3310 | 0.25226 | 0.12746 |
| 3 | Mocúzari <i>Qp</i> | 10719 | 0.147 | 1477.266 | 547.3816 | 0.34733 | 0.26482 |
| 4 | Mocúzari <i>Vol</i> | 10719 | 1.189 | 158.709 | 66.0485 | 0.26164 | 0.16069 |
| 5 | La Cuña <i>Qp</i> | 19097 | 0.284 | 499.875 | 205.4937 | 0.38716 | 0.25523 |
| 6 | La Cuña <i>Vol</i> | 19097 | 0.213 | 154.839 | 74.4854 | 0.43326 | 0.28467 |
| 7 | Huites <i>Qp</i> | 26020 | -0.135 | 3176.464 | 1453.9170 | 0.50858 | 0.31947 |
| 8 | El Cuchillo <i>Qp</i> | 8794 | -0.821 | 1139.560 | 651.0005 | 0.51895 | 0.32702 |
| 9 | Mexquitic <i>PMD</i> | 1749 | 1.307 | 47.794 | 9.5213 | 0.05475 | 0.15491 |
| 10 | S. Francisco <i>PMD</i> | 1066 | -0.565 | 46.726 | 12.7573 | 0.23966 | 0.24363 |
| 11 | Xilitla <i>PMD</i> | 630 | -0.278 | 181.163 | 34.6449 | 0.21794 | 0.18487 |

Simbología:

A = área de cuenca, en km^2 , en los primeros ocho registros.

H = altitud, en msnm, en los últimos tres registros.

U = estadístico del Test de Wald-Wolfowitz.

L_1 = momento L de primer orden, en m^3/s o Mm^3 .

L_2 = momento L de segundo orden.

T_3 = cociente de momentos L de asimetría.

t_4 = cociente de momentos L de curtosis.

Parámetros de ajuste de la distribución Kappa

Con base en los valores de la Tabla 3, las ecuaciones (19) a (30) y el procedimiento descrito de estimación de los cuatro parámetros de ajuste de la distribución Kappa, se obtuvieron los resultados mostrados en la Tabla 4, en la cual también se indica el número de iteraciones realizadas con el método de bisección para estimar el primer parámetro de forma k . En la cuarta columna se indica la primera FDP de contraste de la distribución Kappa, seleccionada entre la LOG, GVE o PAG, según proximidad del valor de h a -1 , 0 , 1 , respectivamente. Se observa en el registro de Xilitla, que aunque h es negativo está más próximo a cero que a -1 .

Tabla 4. Resultados del ajuste con momentos L de la distribución Kappa en los 11 registros procesados de datos hidrológicos extremos.

| # | Registro | ITE | FDP | Parámetros de ajuste | | | |
|----|------------------------|-----|-----|----------------------|----------|-----------|-----------|
| | | | | <i>h</i> | <i>k</i> | <i>a</i> | <i>u</i> |
| 1 | La Boquilla <i>Qp</i> | 22 | PAG | 0.8864 | 0.0546 | 789.107 | 132.918 |
| 2 | La Boquilla <i>Vol</i> | 18 | PAG | 0.7652 | 0.1076 | 276.658 | 65.128 |
| 3 | Mocúzari <i>Qp</i> | 16 | LOG | -0.8928 | -0.3431 | 453.746 | 1 166.899 |
| 4 | Mocúzari <i>Vol</i> | 14 | GVE | 0.4140 | -0.0348 | 105.492 | 75.685 |
| 5 | La Cuña <i>Qp</i> | 16 | GVE | 0.2888 | -0.2685 | 228.381 | 258.746 |
| 6 | La Cuña <i>Vol</i> | 13 | GVE | 0.4287 | -0.3155 | 78.311 | 60.399 |
| 7 | Huites <i>Qp</i> | 14 | PAG | 1.1640 | -0.3337 | 1 652.386 | 613.021 |
| 8 | El Cuchillo <i>Qp</i> | 17 | PAG | 1.2424 | -0.3440 | 730.866 | -33.717 |
| 9 | Mexquitic <i>PMD</i> | 12 | LOG | -0.7337 | -0.0215 | 10.363 | 46.070 |
| 10 | San Fco. <i>PMD</i> | 16 | LOG | -1.0000 | -0.2404 | 11.590 | 41.914 |
| 11 | Xilitla <i>PMD</i> | 17 | GVE | -0.3970 | -0.1523 | 38.453 | 159.906 |

Simbología:

ITE = número de iteraciones del método de bisección.

FDP = FDP cercana a la distribución Kappa, según valor de *h*.

Observaciones respecto al ajuste logrado

Con base en los resultados (errores y predicciones) concentrados en la Tabla 5 se observa en ocho de los once registros procesados que el *EEA* y *EAM* mínimos, indicados en cursivas, coinciden para definir el mejor ajuste. En los registros 2, 5 y 11, los menores *EEA* y *EAM* se obtuvieron para FDP diferentes. La selección (renglón sombreado) entre ambas distribuciones se basó en el contraste de las predicciones de los periodos de retorno mayores de 100 años, adoptando las intermedias o más representativas, según criterio del autor. Tal selección puede parecer subjetiva, pero debido a la similitud que presentan todas las predicciones, tal juicio de adopción no es del todo incorrecto.

Tabla 5. Contraste de indicadores de bondad de ajuste y predicciones entre las distribuciones Kappa, la que representa (LOG, GVE o PAG) y tres de uso generalizado (LP3, LN3 y WAK), en los 11 registros de datos hidrológicos procesados.

| NR | FDP | EEA | EAM | Periodos de retorno, en años | | | | | | |
|----|-----|------|-------------|------------------------------|------|------|------|-------|-------|--------|
| | | | | 25 | 50 | 100 | 500 | 1 000 | 5 000 | 10 000 |
| 1 | KAP | 79.5 | 62.9 | 2461 | 2912 | 3346 | 4292 | 4674 | 5508 | 5845 |
| 1 | PAG | 76.9 | <i>58.1</i> | 2474 | 2925 | 3355 | 4282 | 4652 | 5448 | 5765 |
| 1 | LP3 | 86.1 | 62.8 | 2491 | 3015 | 3544 | 4784 | 5318 | 6547 | 7069 |

| | | | | | | | | | | |
|---|-----|-------|------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|
| 1 | LN3 | 99.4 | 72.8 | 2462 | 3033 | 3650 | 5279 | 6074 | 8163 | 9174 |
| 1 | WAK | 78.3 | 59.0 | 2477 | 2938 | 3382 | 4351 | 4744 | 5601 | 5947 |
| 2 | KAP | 19.8 | 12.5 | 817 | 948 | 1070 | 1319 | 1414 | 1608 | 1682 |
| 2 | PAG | 22.2 | 12.9 | 816 | 933 | 1035 | 1225 | 1290 | 1412 | 1453 |
| 2 | LP3 | 21.4 | 13.4 | 849 | 997 | 1135 | 1416 | 1521 | 1731 | 1808 |
| 2 | LN3 | 23.3 | 17.7 | 818 | 985 | 1159 | 1598 | 1804 | 2324 | 2567 |
| 2 | WAK | 20.7 | 12.0 | 790 | 923 | 1067 | 1522 | 1808 | 2860 | 3571 |
| 3 | KAP | 153.2 | 87.7 | 3782 | 4873 | 6244 | 10991 | 13988 | 24420 | 31004 |
| 3 | LOG | 155.3 | 86.6 | 3765 | 4853 | 6223 | 10988 | 14010 | 24585 | 31302 |
| 3 | LP3 | 148.9 | 94.6 | 3917 | 4878 | 5956 | 8978 | 10536 | 14855 | 17058 |
| 3 | LN3 | 152.8 | 99.5 | 3910 | 4858 | 5911 | 8807 | 10270 | 14240 | 16219 |
| 3 | WAK | 152.0 | 82.1 | 3780 | 4902 | 6303 | 11051 | 13982 | 23917 | 30052 |
| 4 | KAP | 8.2 | 5.8 | 434 | 517 | 602 | 808 | 900 | 1122 | 1221 |
| 4 | GVE | 9.1 | 6.5 | 431 | 526 | 629 | 911 | 1053 | 1441 | 1636 |
| 4 | LP3 | 11.4 | 8.5 | 423 | 505 | 588 | 783 | 868 | 1067 | 1152 |
| 4 | LN3 | 8.3 | 6.0 | 431 | 520 | 613 | 849 | 960 | 1244 | 1377 |
| 4 | WAK | 8.9 | 6.0 | 435 | 515 | 595 | 773 | 847 | 1015 | 1086 |
| 5 | KAP | 59.1 | 38.2 | 1419 | 1835 | 2335 | 3920 | 4844 | 7786 | 9489 |
| 5 | GVE | 58.7 | 37.5 | 1406 | 1838 | 2372 | 4160 | 5254 | 8926 | 11172 |
| 5 | LP3 | 72.1 | 42.2 | 1408 | 1762 | 2154 | 3228 | 3767 | 5219 | 5938 |
| 5 | LN3 | 59.2 | 37.8 | 1441 | 1839 | 2293 | 3592 | 4270 | 6167 | 7139 |
| 5 | WAK | 59.1 | 36.6 | 1442 | 1844 | 2304 | 3646 | 4367 | 6469 | 7599 |
| 6 | KAP | 17.7 | 8.8 | 495 | 664 | 873 | 1576 | 2007 | 3459 | 4350 |

| | | | | | | | | | | |
|----|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|
| 6 | GVE | 18.6 | 9.7 | 486 | 662 | 888 | 1702 | 2234 | 4156 | 5411 |
| 6 | LP3 | 12.0 | 6.9 | 517 | 694 | 907 | 1574 | 1952 | 3101 | 3736 |
| 6 | LN3 | 16.7 | 8.1 | 506 | 670 | 863 | 1439 | 1752 | 2661 | 3142 |
| 6 | WAK | 18.0 | 9.0 | 495 | 664 | 872 | 1561 | 1978 | 3358 | 4193 |
| 7 | KAP | 789.8 | 390.9 | 10173 | 13939 | 18689 | 35052 | 45301 | 80588 | 102652 |
| 7 | PAG | 799.5 | 393.9 | 10068 | 13834 | 18629 | 35436 | 46133 | 83632 | 107487 |
| 7 | LP3 | 949.8 | 400.7 | 10492 | 15061 | 21301 | 45851 | 63053 | 129752 | 175998 |
| 7 | LN3 | 784.3 | 376.8 | 10283 | 14164 | 18971 | 34551 | 43592 | 71547 | 87183 |
| 7 | WAK | 815.4 | 410.2 | 10070 | 13834 | 18626 | 35412 | 46091 | 83504 | 107304 |
| 8 | KAP | 237.0 | 101.1 | 4282 | 6010 | 8205 | 15865 | 20718 | 37637 | 48342 |
| 8 | PAG | 248.1 | 102.1 | 4218 | 5948 | 8178 | 16170 | 21357 | 39946 | 52007 |
| 8 | LP3 | 217.7 | 95.9 | 4403 | 6209 | 8467 | 15903 | 20281 | 34031 | 41838 |
| 8 | LN3 | 227.6 | 97.1 | 4333 | 6115 | 8338 | 15630 | 19901 | 33229 | 40742 |
| 8 | WAK | 253.5 | 106.3 | 4212 | 5946 | 8187 | 16245 | 21495 | 40376 | 52675 |
| 9 | KAP | 1.7 | 1.3 | 80 | 88 | 96 | 115 | 123 | 143 | 152 |
| 9 | LOG | 1.7 | 1.2 | 80 | 88 | 96 | 117 | 127 | 150 | 160 |
| 9 | LP3 | 2.2 | 1.8 | 82 | 89 | 97 | 113 | 120 | 135 | 141 |
| 9 | LN3 | 2.1 | 1.3 | 79 | 86 | 92 | 104 | 109 | 120 | 124 |
| 9 | WAK | 1.5 | 1.0 | 80 | 89 | 98 | 120 | 129 | 153 | 163 |
| 10 | KAP | 3.5 | 2.9 | 97 | 117 | 139 | 208 | 247 | 367 | 435 |
| 10 | LOG | 3.5 | 2.9 | 97 | 116 | 139 | 208 | 247 | 366 | 433 |
| 10 | LP3 | 3.9 | 3.2 | 98 | 113 | 128 | 166 | 183 | 224 | 242 |
| 10 | LN3 | 3.7 | 3.1 | 98 | 114 | 131 | 172 | 191 | 239 | 261 |

| | | | | | | | | | | |
|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 10 | WAK | 3.3 | 2.7 | 99 | 119 | 141 | 198 | 227 | 304 | 342 |
| 11 | KAP | 6.7 | 4.7 | 318 | 365 | 416 | 558 | 630 | 831 | 934 |
| 11 | GVE | 7.0 | 4.6 | 319 | 361 | 406 | 518 | 570 | 702 | 764 |
| 11 | LP3 | 7.0 | 4.8 | 319 | 362 | 407 | 522 | 577 | 718 | 786 |
| 11 | LN3 | 7.5 | 4.9 | 318 | 359 | 400 | 501 | 547 | 660 | 712 |
| 11 | WAK | 6.4 | 4.8 | 318 | 366 | 418 | 556 | 625 | 808 | 899 |

Simbología:

NR = número de registro, según la Tabla 3 o Tabla 4.

FDP = función de distribución de probabilidades probada.

EEA = error estándar de ajuste, en m^3/s , Mm^3 o mm , según datos.

EAM = error absoluto medio, en m^3/s , Mm^3 o mm , según datos.

En la Figura 4 y Figura 5 se muestran los gráficos de diagnóstico Q-Q de los dos mejores ajustes logrados con la distribución Kappa, los cuales se obtuvieron para los registros 2 y 4, respectivamente. Ambos registros corresponden al volumen escurrido anual de crecientes en Mm^3 . En la Figura 4, hasta el dato número 59 el modelo Kappa reproduce de manera exacta los datos de la muestra y a partir de ahí sobreestima tres valores y subestimada los dos últimos, relativos a los datos dispersos. En cambio, en la Figura 5, únicamente se detecta falta de exactitud en los dos últimos datos, pero poco severa.

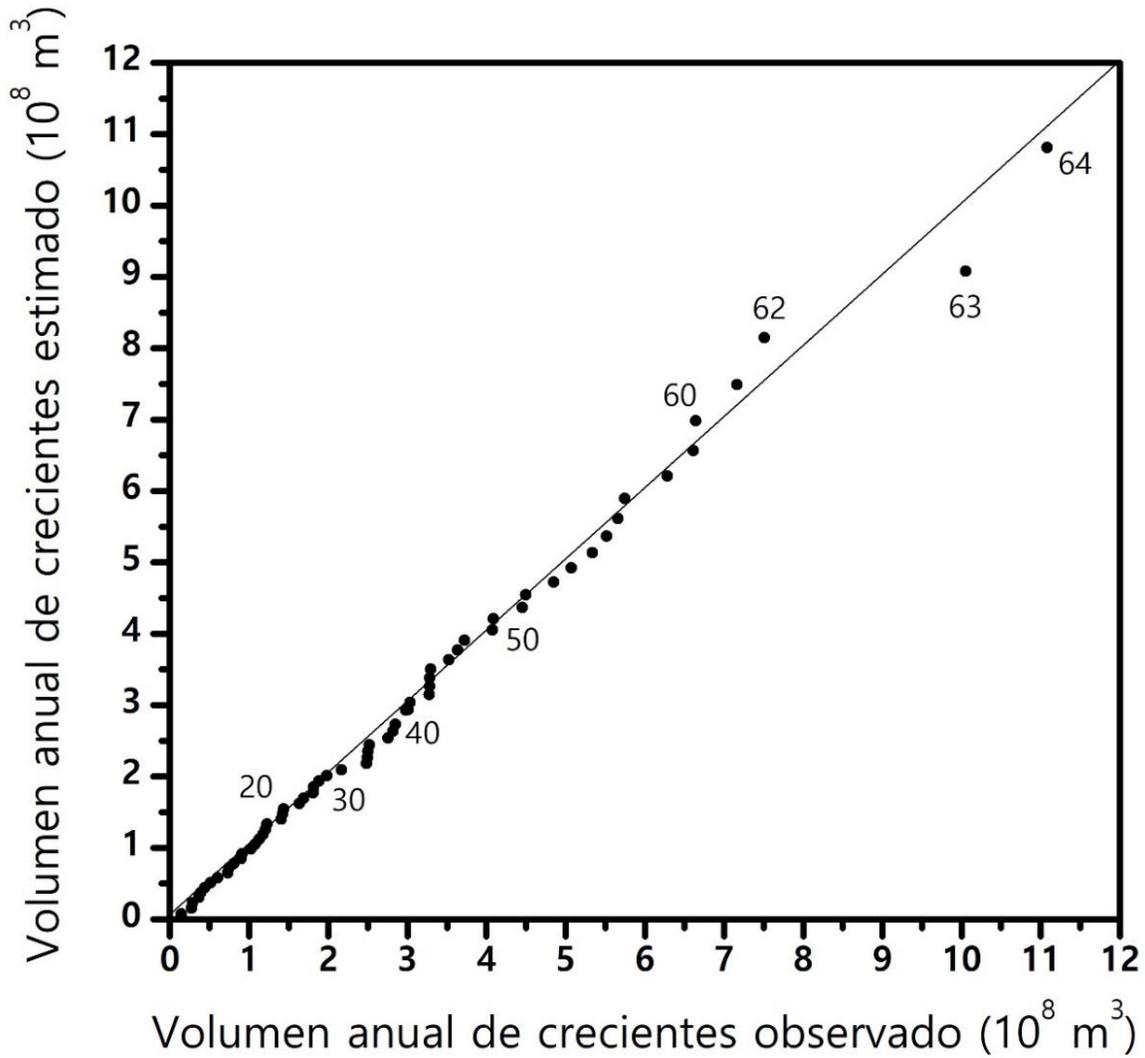


Figura 4. Gráfico Q-Q del registro 2 obtenido con la distribución Kappa.

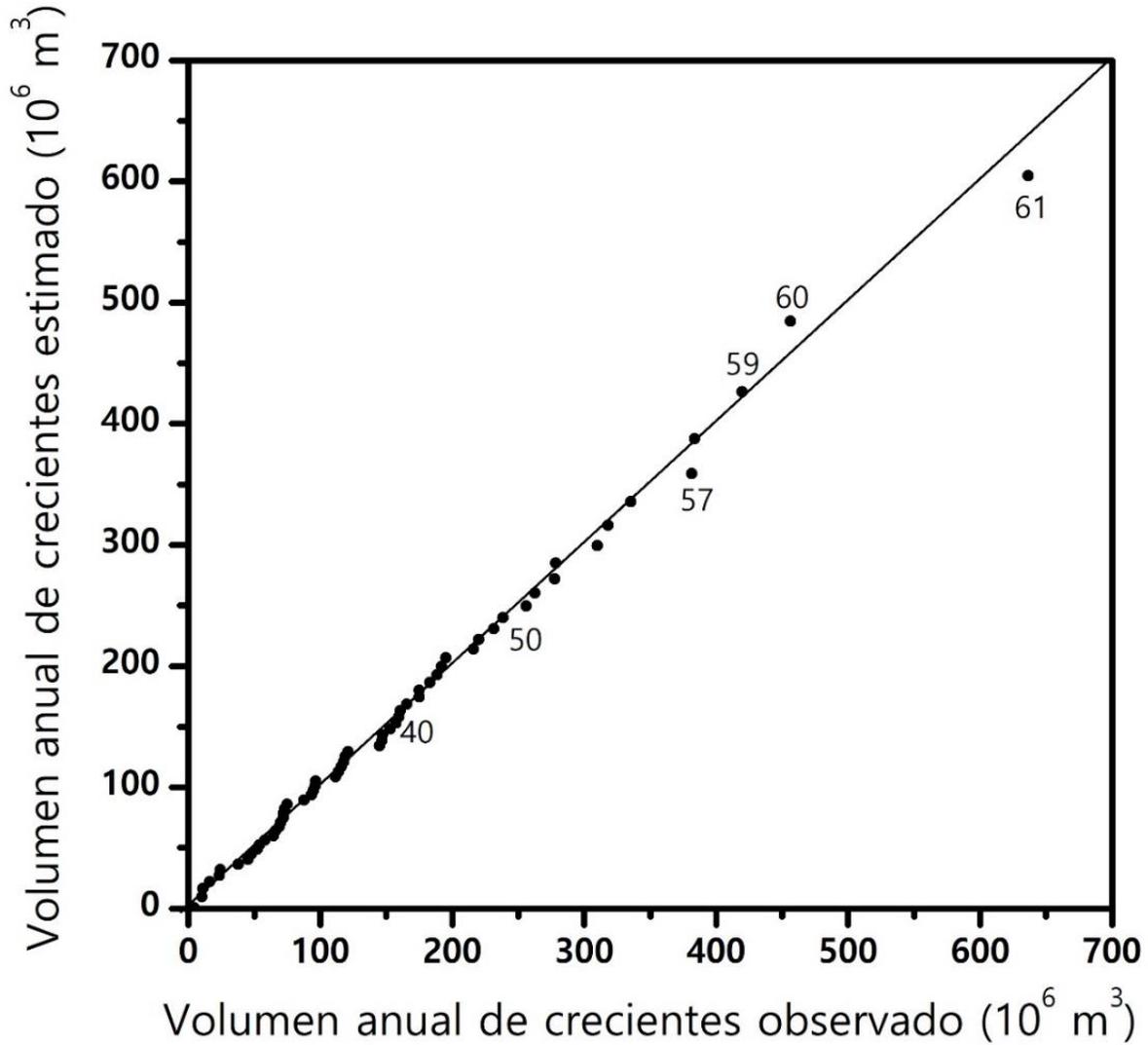


Figura 5. Gráfico Q-Q del registro 4 obtenido con la distribución Kappa.

Observaciones respecto a las predicciones

En los 11 registros procesados, las predicciones de las diferentes FDP correspondientes a los periodos de retorno (Tr) menores a 100 años son bastante similares. En general, la FDP adoptada por tener menor valor del *EEA* y del *EAM* conduce a predicciones representativas en los periodos de retorno altos ($Tr > 500$ años). Las dos condiciones anteriores originan confianza en todas las predicciones y en las adoptadas.

El contraste de resultados (errores y predicciones) entre las distribuciones Kappa y la que engloba o reproduce indica gran similitud de valores. Lo anterior es notable en los registros 1, 2, 3, 7 y 10. En los registros 2 y 4, la distribución Kappa fue la mejor opción y la función Wakeby condujo al mejor ajuste en los registros 3 y 5 de gasto pico y 9, 10 y 11 de *PMD* anual. En relación con lo anterior, Campos-Aranda (2019) la sugiere de aplicación bajo precepto en los registros de *PMD* anual.

Incertidumbres hidrológicas

El AF implica varias debilidades o incertidumbres hidrológicas, que se pueden resumir en las cuatro siguientes. La primera se refiere a la representatividad, en el futuro, del registro hidrológico disponible. La segunda está asociada con la extrapolación que se tiene que hacer para estimar periodos de retorno mayores de 100 años. La tercera radica en el propio AF, al tener que seleccionar una FDP para realizar las predicciones. Por último, se considera incertidumbre hidrológica la tendencia que tienen las distribuciones de más de tres parámetros de ajuste debido a su exceso de flexibilidad de modelar con demasiada exactitud el registro disponible y con ello perder capacidad de predicción; tal es el caso de las distribuciones Kappa, TCEV, Gumbel mixta y Wakeby.

Kjeldsen, Lamb y Blazkova (2014) exponen los aspectos generales relativos a la incertidumbre en los AF, y Botto, Ganora, Laio y Claps (2014) desarrollaron un procedimiento basado en el criterio de costo-beneficio mínimo que permite corregir las incertidumbres hidrológicas de los AF. La versión operativa simple de tal proceso la expusieron en Botto, Ganora, Claps y Laio (2017).

Conclusiones

Respetando los límites de los parámetros de forma (h y k) mostrados en la Figura 1 para la distribución Kappa, se garantiza la existencia de sus cuatro momentos L y la unicidad de sus parámetros de ajuste (u, a, k, h). Además, el procedimiento del método de los momentos L (ecuaciones (19) a (30)) para la obtención de los parámetros de ajuste es sencillo y sin complicaciones de cómputo.

En los 11 registros procesados, el contraste entre los resultados (errores y predicciones) de la distribución Kappa y la que engloba (LOG, GVE o PAG) mostró una gran similitud. Lo anterior implica que el modelo Kappa de cuatro parámetros de ajuste reproduce los resultados de las distribuciones citadas y quizás su ajuste sea más aproximado a los datos reales conforme su parámetro h varía entre -1 y un valor superior a la unidad, como se expuso para los registros 7 y 8.

La distribución Kappa, debido a su amplia área de valores de los cocientes L de asimetría (t_3) y curtosis (t_4) que abarca o reproduce, mostrada en la Figura 2, es un modelo probabilístico que conducirá a un excelente ajuste a los datos o muestra disponible de valores hidrológicos máximos anuales, y por ello debe ser incluida de manera sistemática en sus análisis de frecuencias.

Aunque en este trabajo la distribución Kappa se aplicó únicamente de manera local a 11 registros específicos, diversos autores han destacado que su mejor desempeño ocurre en los AF *regionales*. Lo anterior abre varias opciones para su contraste en tales estudios.

Además, las observaciones deducidas de la Tabla 5 de resultados (errores y predicciones) permiten sugerir la aplicación de la distribución Kappa de manera rutinaria para *complementar* a las de aplicación bajo precepto (LP3, GVE y LOG), así como las de uso generalizado (LN3, PAG y WAK); sobre todo en la *selección* de las predicciones por adoptar en los tres periodos de retorno extremos de 1 000, 5 000 y 10 000 años.

Agradecimientos

Se agradecen las observaciones y correcciones sugeridas por los árbitros anónimos A, B y D; las primeras ayudaron a mejorar la estructura y redacción del artículo y las segundas permitieron incluir aspectos relevantes de los análisis de frecuencias no abordados inicialmente, como retos e incertidumbre hidrológica.

Referencias

Aldama, A. A., Ramírez, A. I., Aparicio, J., Mejía-Zermeño, R., & Ortega-Gil, G. E. (2006). *Seguridad hidrológica de las presas en México*. Jiutepec, México: Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.

- Asquith, W. H. (2011). Chapter 9. L-moments of four and more parameter univariate distributions. In: *Distributional analysis with L-moment statistics using the R environment for statistical computing* (pp. 203-233). Lubbock, USA: edición del autor.
- Benson, M. A. (1962). Plotting positions and economics of engineering planning. *Journal of Hydraulics Division*, 88(6), 57-71. DOI: 10.1061/jYCEAj.0001293
- Bobée, B. (1975). The Log-Pearson type 3 distribution and its application to Hydrology. *Water Resources Research*, 11(5), 681-689. DOI: 10.1029/WR011i005p00681
- Bobée, B., & Ashkar, F. (1991). Chapter 1: Data requirements for hydrologic frequency analysis. In: *The Gamma Family and derived distributions applied in Hydrology* (pp. 1-12). Littleton, USA: Water Resources Publications.
- Botto, A., Ganora, D., Laio, F., & Claps, P. (2014). Uncertainty compliant design flood estimation. *Water Resources Research*, 50(5), 4242-4253. DOI: 10.1002/2013WR014981
- Botto, A., Ganora, D., Claps, P., & Laio, F. (2017). Technical note: Design flood under hydrological uncertainty. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(7), 3353-3358. DOI: 10.5194/hess-21-3353-2017
- Campos-Aranda, D. F. (1998). *Revisión de la creciente de diseño de la presa El Cuchillo, en el estado de Nuevo León, México (Enfoque probabilístico global)*. Tomo 1 (pp. 349-357). XVIII Congreso

Latinoamericano de Hidráulica, del 13 al 16 de octubre, Oaxaca, Oaxaca, México.

Campos-Aranda, D. F. (2003). Capítulo 3: Solución de ecuaciones no lineales. En: *Introducción a los métodos numéricos: Software en Basic y aplicaciones en hidrología superficial* (pp. 44-65). San Luis Potosí, México: Editorial Universitaria Potosina.

Campos-Aranda, D. F. (2013). Contraste de la distribución logística generalizada en 31 registros históricos de eventos máximos anuales. *Ingeniería, Investigación y Tecnología*, 14(1), 113-123.

Campos-Aranda, D. F. (2019). Mejores FDP en 19 series amplias de PMD anual del estado de San Luis Potosí, México. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 10(5), 34-74. DOI: 10.24850/j-tyca-2019-05-02

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(3), 1247-1250. DOI: 10.5194/gmd-7-1247-2014

Coles, S. (2001). Theme 2.6.7: Model diagnostics and Chapter 3: Classical Extreme Value Theory and Models. In: *An introduction to statistical modeling of extreme values* (pp. 36-44, 45-73) London, UK: Springer-Verlag.

Davis, P. J. (1972). Gamma Function and related functions. Chapter 6 (pp 253-296). In: Abramowitz, M., & Stegun, I. A. (eds.). *Handbook of Mathematical Functions*. New York, USA: Dover Publications.

- Dupuis, D. J., & Winchester, C. (2001). More on the four-parameter Kappa distribution. *Journal of Statistical Computation and Simulation*, 71(2), 99-113.
- Gómez, J. F., Aparicio, M., & Patiño, C. (2010). Capítulo 6: Análisis de frecuencias bivariado para la estimación de avenidas de diseño. En: *Manual de análisis de frecuencias en hidrología* (pp. 106-127). Jiutepec, México: Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.
- Greenwood, J. A., Landwehr, J. M., Matalas, N. C., & Wallis, J. R. (1979). Probability weighted moments: Definition and relation to parameters of several distributions expressible in inverse form. *Water Resources Research*, 15(5), 1049-1054. DOI: 10.1029/WR015i005p01049
- Hosking, J. R. M. (1994). The four-parameter Kappa distribution. *IBM Journal of Research and Development*, 38(3), 251-258.
- Hosking, J. R. M., & Wallis, J. R. (1993). Some statistics useful in regional frequency analysis. *Water Resources Research*, 29(2), 271-281.
- Hosking, J. R. M., & 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, UK: Cambridge University Press.
- Houghton, J. C. (1978). Birth of a parent: The Wakeby distribution for modeling flood flows. *Water Resources Research*, 14(6), 1105-1109.

- Johnson, F., & Sharma, A. (2017). Design Rainfall. Chapter 125. In: Singh, V. P. (ed.). *Handbook of Applied Hydrology* (2nd ed.) (pp. 125.1-125.13). New York, USA: McGraw-Hill Education.
- Katz, R. W. (2013). Statistical methods for nonstationary extremes (Chapter 2). In: Aghakouchak, A., Easterling, D., Hsu, K., Schubert, S., & Sorooshian, S. (eds.). *Extremes in a changing climate* (pp. 15-37). Dordrecht, The Netherlands: Springer.
- Khaliq, M. N., Ouarda, T. B. M. J., Ondo, J. C., Gachon, P., & Bobée, B. (2006). Frequency analysis of a sequence of dependent and/or non-stationary hydro-meteorological observations: A review. *Journal of Hydrology*, 329(3-4), 534-552. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2006.03.004
- 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.
- Kjeldsen, T. R., Lamb, R., & Blazkova, S. D. (2014). Chapter 8: Uncertainty in flood frequency analysis. In: Beven, K., & Hall, J. (eds.). *Applied Uncertainty Analysis for Flood Risk Management* (pp. 153-197). London, UK: Imperial College Press.
- Kjeldsen, T. R., Ahn, H., & Prosdocimi, L. (2017). On the use de a four-parameter kappa distribution in regional frequency analysis. *Hydrological Sciences Journal*, 62(9), 1354-1363. DOI: 10.1080/02626667.2017.1335400

- Meylan, P., Favre, A. C. & Musy, A. (2012). Chapter 3: Selecting and checking data series and Theme 9.3: Frequency analysis in a non-stationarity context. In: *Predictive hydrology. A frequency analysis approach* (pp. 29-70, 176-179). Boca Raton, USA: CRC Press.
- NERC, Natural Environment Research Council. (1975). Volume I: Hydrological Studies, chapter 2: Statistical flood frequency analysis. In: *Flood Studies Report* (pp. 107-251). London, UK: Natural Environment Research Council.
- Nguyen, T. H., El-Outayek, S., Lim, S. H., & Nguyen, T. V. T. (2017). A systematic approach to selecting the best probability models for annual maximum rainfalls - A case study using data in Ontario (Canada). *Journal of Hydrology*, 553, 49-58. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2017.07.052
- Parida, B. P. (1999). Modeling of Indian summer monsoon rainfall using a four-parameter Kappa distribution. *International Journal of Climatology*, 19(12), 1389-1398.
- Park, J. S., & Park, B. J. (2002). Maximum likelihood estimation of the four-parameter Kappa distribution using the penalty method. *Computer and Geosciences*, 28(1), 65-68.
- Rao, A. R., & Hamed, K. H. (2000). Theme 1.8: Tests on hydrologic data and Chapters 7, 8 and 9. In: *Flood Frequency Analysis* (pp. 12-21, 207-321). Boca Raton, USA: CRC Press.

- Shaw, E. M., Beven, K. J., Chappel, N. A., & Lamb, R. (2011). Chapter 13: Estimating floods and low flows in the UK. In: *Hydrology in practice* (4th ed.) (pp. 322-350). London, UK: Spon Press.
- Singh, V. P., & Deng, Z. Q. (2003). Entropy-based parameter estimation for Kappa distribution. *Journal of Hydrologic Engineering*, 8(2), 81-92. DOI: 10.1061/(ASCE)1084-0699(2003)8:2(81)
- Stedinger, J. R. (2017). Flood Frequency Analysis. Chapter 76. In: Singh, V. P. (ed.). *Handbook of Applied Hydrology* (2nd ed.) (pp. 76.1-76.8). New York, USA: McGraw-Hill Education.
- WRC, Water Resources Council. (1977). *Guidelines for determining flood flow frequency*. Bulletin # 17A of the Hydrology Committee. Revised edition. Washington, DC, USA: Water Resources Council.
- Willmott, C. J., & Matsuura, K. (2005). Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. *Climate Research*, 30(1), 79-82. DOI: 10.3354/cr030079
- Wilks, D. S. (2011). Theme 4.5: Qualitative assessments of the goodness fit. In: *Statistical methods in the atmospheric sciences* (3rd ed.) (pp. 112-116). San Diego, USA: Academic Press (Elsevier).

DOI: 10.24850/j-tyca-14-01-06

Artículos

Identificación de sitios con potencial para captar agua de lluvia en la Cuenca Alta del Río Mixteco, Oaxaca, México

Identification of sites with potential for rainwater harvesting in the Upper Mixteco River Basin, Oaxaca, Mexico

Gabriela Álvarez-Olguín¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-7144-2426>

Fidencio Sustaita-Rivera², ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1151-1514>

René Morales-Luis³, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-0210-9814>

¹Universidad Tecnológica de la Mixteca, Huajuapán de León, Oaxaca, México, galvarez@mixteco.utm.mx

²Universidad Tecnológica de la Mixteca, Huajuapán de León, Oaxaca, México, cisneros@mixteco.utm.mx

³Universidad Tecnológica de la Mixteca, Huajuapán de León, Oaxaca, México, sustaita@mixteco.utm.mx



Autora para correspondencia: Gabriela Álvarez-Olguín,
galvarez@mixteco.utm.mx

Resumen

Los sistemas de captación de agua de lluvia (SCALL) son una alternativa para resolver los problemas de suministro de agua en la Cuenca Alta del Río Mixteco (CARM). Sin embargo, el éxito de la adopción de un SCALL depende en gran medida de su diseño técnico y de la selección de un sitio adecuado para su construcción. El objetivo de este trabajo fue identificar sitios apropiados para la construcción de SCALL en la CARM, a través de una modelación hidrológica con QSWAT+ (QGIS Interface for Soil and Water Assessment Tool) y el análisis de información geográfica. Se determinó que los sitios con potencial para la construcción de SCALL abarcan 7 % de la superficie de la cuenca, donde se podrán construir presas de contención y tanques de percolación, para macrocaptación y almacenamiento de agua de lluvia; además, terrazas, barreras y zanjas al contorno, para reducir la velocidad de escurrimientos superficiales y la erosión de los suelos. De esta forma aumentará la disponibilidad de agua en la cuenca para diversos usos y se favorecerá la conservación del suelo y agua.



Palabras clave: sistemas de captación de agua de lluvia, ciudad de Huajuapán de León, presa Lázaro Cárdenas, modelación hidrológica con QSWAT+, conservación de suelos y agua.

Abstract

Rainwater Harvesting Systems (RWH) is an alternative to solve water supply problems in the Upper Mixteco River Basin (UMRB). However, the successful use of RWH depends mainly on its technical design and selection of a suitable site for its construction. The objective of this paper was to identify appropriate sites for the construction of RWH in the UMRB through hydrological modeling with QSWAT+ (QGIS Interface for Soil and Water Assessment Tool) and analysis of geographic information. It was determined that the sites with potential for the construction of RWH cover 7 % of the studied sub-basin surface. In these, check dams and percolation tanks can be built for macro-collection and storage of rainwater. In addition, gully plugs, terraces, contour barriers and trenches, to reduce the surface runoff velocity and soil erosion. In this way, the water availability in the basin for various uses will increase, and soil and water conservation will be favored.

Keywords: Rainwater harvesting systems, city of Huajuapán de León, Lázaro Cárdenas dam, hydrological modeling with QSWAT+, soil and water conservation.



Aceptado: 16/03/2021

Recibido: 20/09/2021

Introducción

La presión sobre los recursos hídricos en muchas regiones del mundo se puede mitigar mediante el empleo de fuentes alternativas, como la captación de agua de lluvia. El fin principal de un sistema de captación de agua de lluvia (SCALL) es aumentar la disponibilidad de agua mediante la recolección de lluvia en un área determinada para su uso local o su transferencia a otra área (Adham *et al.*, 2018). No obstante, esta técnica de suministro también tiene un impacto positivo a largo plazo sobre los recursos hídricos locales al reducir demandas de extracción de agua superficial y subterránea (Abdulla, 2019), favorecer la disminución de los escurrimientos pluviales (Guo & Baetz, 2007; Sample & Liu, 2014), retardar la erosión del suelo y permitir la recarga de acuíferos (Ramakrishnan, Bandyopadhyay, & Kusuma, 2009; Aladenola & Adeboye 2010).



En México, habitantes de regiones áridas o semiáridas tradicionalmente han utilizado diversas técnicas de recolección de agua de lluvia, como hoyas de agua, jagüeyes o aljibes. Los jagüeyes artificiales son un caso particular de captación de agua de lluvia, que ha sido conocida en el país desde las épocas prehispánicas (Pérez-Osorio, Arriola-Morales, García-Lucero, Saldaña-Blanco, & Mendoza-Hernández, 2016) para captar agua pluvial durante la época de lluvias y utilizarla como fuente de abrevadero durante la época de estiaje (Sagarpa, 2017). Estas técnicas se pueden adoptar con el fin de aumentar la disponibilidad de agua.

En la Cuenca Alta del Río Mixteco (CARM), donde factores asociados con la degradación de los recursos naturales han conducido a la disminución de la disponibilidad de agua, la recolección de agua de lluvia se visualiza como una alternativa para resolver la insuficiencia del suministro de agua para diversos usos. Sin embargo, para que tenga éxito se debe implementar en sitios con potencial para captar agua de lluvia. La selección de sitios adecuados representa un gran desafío en áreas extensas (Oweis, Oberle, & Prinz, 1998) pues en el diseño de un SCALL se deben analizar diversos aspectos biofísicos, tales como pendiente, uso del suelo, tipo de suelo y coeficiente de escurrimiento. Por tal razón, el objetivo de este trabajo fue identificar sitios apropiados para la construcción de SCALL en la CARM, a través de la modelación hidrológica con QSWAT+ (QGIS Interface for Soil and Water Assessment Tool) y el análisis de información geográfica.

Materiales y métodos

Área de estudio

La CARM abarca una superficie 91 011 ha y se localiza en la región mixteca de Oaxaca, México (Figura 1). El sitio de salida de la cuenca es la presa Lázaro Cárdenas (presa Yosocuta), la cual es alimentada por el río Mixteco, tributario del río Balsas de la Región Hidrológica No. 18. En esta región, la disponibilidad natural media de agua es baja y el grado de presión sobre los recursos hídricos es fuerte (Conagua, 2010). La precipitación media anual correspondiente al periodo de 1970 a 1992 oscila entre 580 y 760 mm (Figura 2). La zona más lluviosa se localiza al suroeste de la cuenca, mientras que la menos lluviosa está en el noreste.



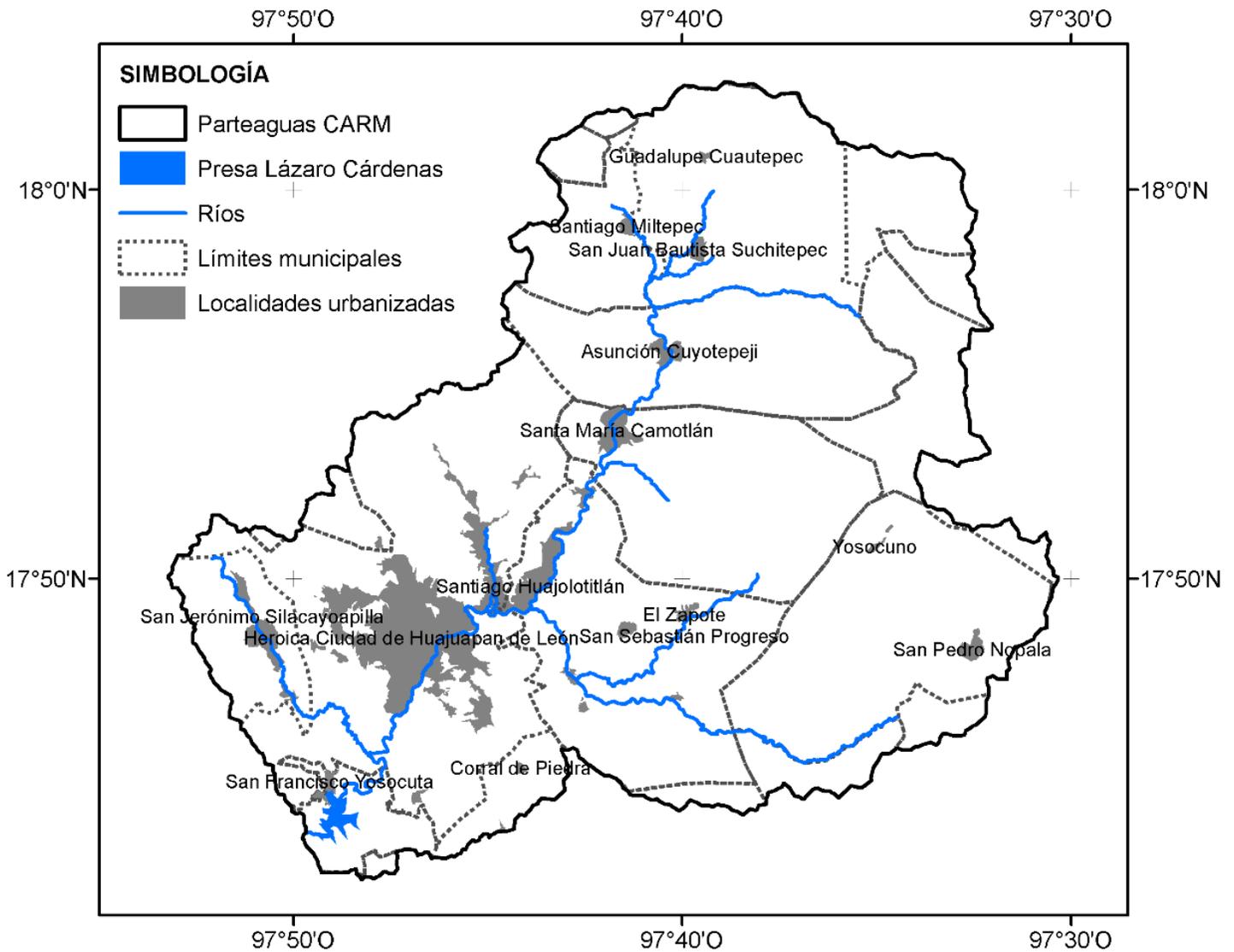


Figura 1. Localización de la Cuenca Alta del Río Mixteco (CARM).

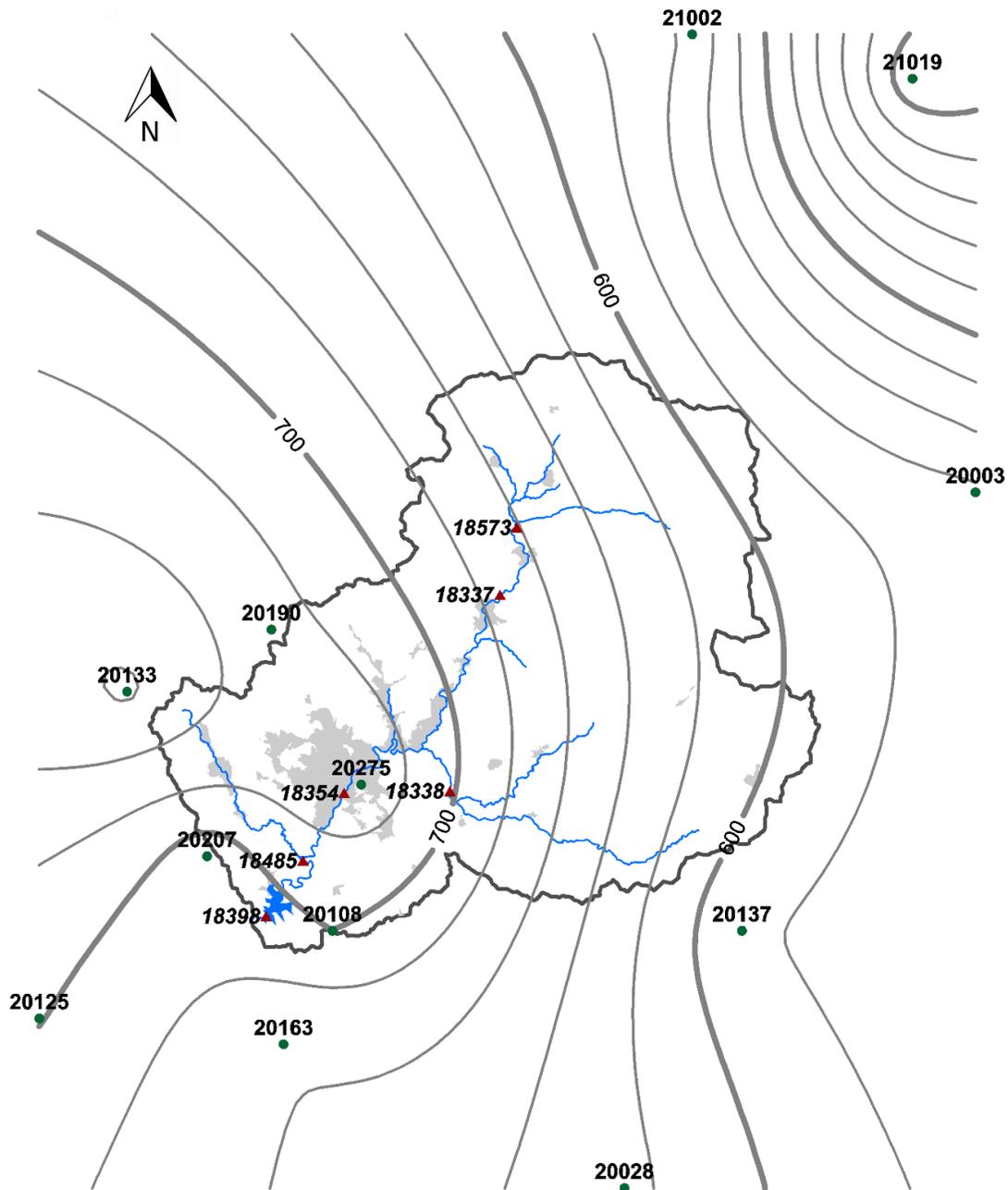


Figura 2. Lluvia media anual (mm, 1970-1992) y localización de estaciones climatológicas (círculos) e hidrométricas (triángulos).



La CARM se ubica en el territorio de 20 municipios de Oaxaca y uno de Puebla. Además contiene 67 localidades urbanizadas de las cuales Asunción Cuyotepeji, Santa María Camotlán, Santiago Huajolotitlán y San Jerónimo Silacoayapilla tienen más de mil habitantes (INEGI, 2020). Sin embargo, el municipio Heroica Ciudad de Huajuapán de León tiene mayor población, con 78 313 habitantes, y una de las tasas de crecimiento poblacionales (2.3 %) más altas del estado de Oaxaca (INEGI, 2015).

Datos hidrometeorológicos

Los pasos seguidos en esta investigación se describen en la Figura 3. La primera etapa consistió en recopilar información cartográfica e hidrometeorológica. De la base de datos CLICOM (Climate Computing Project) se obtuvieron los datos diarios de lluvia y temperatura registrados en 12 estaciones climatológicas convencionales a cargo del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) de la Comisión Nacional del Agua (Conagua). La ubicación y descripción de las estaciones se muestran en la Figura 2 y en la Tabla 1, respectivamente. El periodo de registros disponibles es de 1950 a 2016. Sin embargo, los datos seleccionados



fueron de 1970 a 1992, con el fin de coincidir con el periodo de registros hidrométricos. Dado que ocho de las estaciones presentan ausencia de datos en algunos años, se aplicó el método de interpolación de la distancia inversa ponderada (Shepard, 1968) para deducir la información faltante, considerando dos estaciones de apoyo y un exponente de distancia igual a dos.

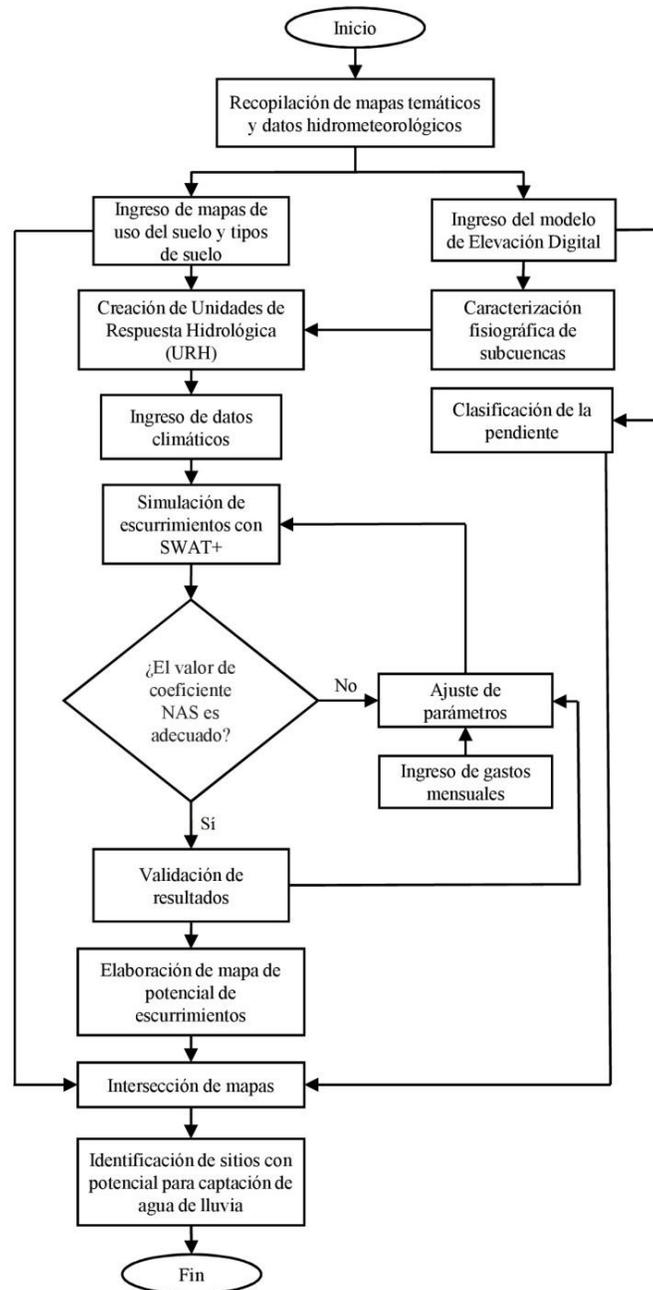


Figura 3. Diagrama de flujo metodológico.

Tabla 1. Características de las estaciones climatológicas seleccionadas

| Estación | Nombre | Longitud (grados) | Latitud (grados) | Periodo de registros | Años con registros entre 1970 y 1992 | Lluvia media anual en mm (1970-1992) |
|----------|-----------------------------|-------------------|------------------|----------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|
| 20003 | Astatla | -97.417 | 17.967 | 1955-2016 | 18 | 563.6 |
| 20028 | Santa María Chilapa de Díaz | -97.617 | 17.570 | 1970-2000 | 22 | 625.7 |
| 20108 | San Francisco Yosocuta | -97.783 | 17.717 | 1970-2002 | 23 | 700.1 |
| 20125 | Santa Catarina | -97.950 | 17.667 | 1970-2001 | 22 | 700.9 |
| 20133 | Santiago Chilixtlahuaca | -97.900 | 17.853 | 1970-2004 | 23 | 763.2 |
| 20137 | Santiago Teotongo | -97.550 | 17.717 | 1969-2002 | 22 | 583.0 |
| 20163 | Tezoatlán de Segura y Luna | -97.811 | 17.652 | 1963-1996 | 23 | 662.2 |
| 20190 | Zapotitlán Palmas (SMN) | -97.818 | 17.888 | 1950-2004 | 23 | 727.1 |
| 20207 | Magdalena Tetatepec | -97.854 | 17.759 | 1971-2002 | 22 | 687.9 |
| 20275 | Huajuapán de León (DGE) | -97.767 | 17.800 | 1976-2002 | 17 | 736.8 |
| 21002 | Acatepec | -97.578 | 18.228 | 1954-1980 | 11 | 555.8 |
| 21019 | Caltepec | -97.453 | 18.203 | 1954-2002 | 21 | 383.6 |

Las estaciones hidrométricas seleccionadas se describen en la Tabla 2. Los datos hidrométricos se extrajeron del Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS) de Conagua. Se determinó que la estación



La Junta es la que tiene la mejor cantidad de información, por lo cual se eligieron los datos mensuales de dicha estación para utilizarse en la etapa de calibración y validación. Actualmente no está operando ninguna de las estaciones hidrométricas mostradas en la Figura 2, por lo cual el periodo viable para análisis hidrológicos fue de 1970 a 1992, donde se tiene la mayor cantidad de datos tanto hidrométricos como climatológicos.

Tabla 2. Características de las estaciones hidrométricas localizadas en la Cuenca Alta del Río Mixteco.

| Estación | Nombre | Longitud (grados) | Latitud (grados) | Periodo de registros | Núm. de años con registros entre 1970 y 1992 |
|----------|---------------------------|-------------------|------------------|----------------------|--|
| 18337 | Camotlán | -97.6875 | 17.9083 | 1963-1969 | 0 |
| 18338 | Xatán | -97.7161 | 17.7963 | 1963-1969 | 0 |
| 18354 | Huajuapán de León | -97.7763 | 17.7953 | 1964-1967 | 6 |
| 18398 | San Francisco Yosocuta | -97.8208 | 17.7250 | 1965-1969 | 0 |
| 18485 | La Junta | -97.7998 | 17.7566 | 1969-1992 | 17 |
| 18573 | Yundoo | -97.6779 | 17.9466 | 1979-1988 | 10 |

Cartografía temática

Para determinar la red hidrográfica, el límite de subcuencas y la variación de la pendiente en la CARM se utilizó el Modelo de Elevación Digital con resolución de 15x15 m extraído del Continuo de Elevaciones Mexicano 3.0 del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI).

Del mapa realizado por Blanco-Andray *et al.* (2001) se obtuvieron las unidades de suelos de acuerdo con la clasificación FAO-UNESCO (1988). Mediante el análisis de las imágenes de satélite de la capa Bing de ArcBrutile en ArcMap 10.4; se redefinieron los límites entre las unidades de suelo y se generaron los polígonos de uso actual de suelo y vegetación. Para las zonas en las que por su complejidad no fue posible identificar los diferentes tipos de suelos, usos de suelo y cobertura vegetal, se programaron salidas de campo para verificar y efectuar las correcciones necesarias (ajuste de polígonos), con el fin de asegurar la calidad de los mapas.

Modelación hidrológica

La selección de sitios adecuados para la construcción de sistemas de captación de agua de lluvia requiere la evaluación cuidadosa de parámetros que varían espacialmente, como potencial de escurrimientos, pendiente y tipos del suelo (Napoli, Cecchi, Orlandini, & Zanchi, 2014).

En esta investigación, la magnitud de los escurrimientos se determinó a partir del modelo denominado Número de Curva del Servicio de Conservación de Suelos (NC-SCS) del Departamento de Agricultura de Estados Unidos (Mockus, Hjelmfelt, & Moody, 2004). Este modelo se utilizó de base para la identificación de sitios adecuados para captar agua de lluvia por diversos investigadores como Adham *et al.* (2018), Napoli *et al.* (2014), Kadam, Kale, Pande, Pawar y Sankhua (2010), y Ramakrishnan *et al.* (2009).

El método NC-SCS se aplicó a través de la herramienta QSWAT+ (QGIS Interface for Soil and Water Assessment Tool) versión 1.2.2, desarrollada por el U.S. Department of Agriculture (Dile, Srinivasan, & George, 2019). En esta herramienta, el escurrimiento directo se estima mediante la Ecuación (1):

$$Q = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} \quad (1)$$



donde Q es el escurrimiento acumulado o la lluvia en exceso (mm); P , la lluvia diaria (mm), y S es el parámetro de retención (mm). El escurrimiento ocurre para alturas de lluvia mayores a $0.2S$; de lo contrario, el escurrimiento es igual a cero.

El parámetro S , definido en la Ecuación (2), está relacionado con NC (Número de Curva), que representa el potencial de escurrimientos en función de la clase hidrológica de suelo, la cobertura y las condiciones de humedad antecedente (Neitsch, Arnold, Kiniry, & Williams, 2011):

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

En la modelación con QSWAT+, como información de entrada se utilizó lo siguiente: 1) Modelo de Elevación Digital de la CARM; 2) mapa de uso del suelo; 3) mapa de tipos de suelo; 4) datos diarios de lluvia, y 5) datos diarios de temperatura máxima y mínima. Los escurrimientos estimados, junto con los escurrimientos mensuales observados en la estación la Junta entre 1972 y 1981, se usaron para calibrar el modelo mediante la herramienta IPEAT+ UI v0.8.8 (Yen *et al.*, 2019). Los valores de NC de las Unidades de Respuesta Hidrológica (URH), definidas por QSWAT+, se ajustaron para mejorar los resultados. Posteriormente, se estimaron de nuevo los escurrimientos para el periodo 1972-1992.

Además, se emplearon los datos mensuales de los periodos 1986-1988 y 1991-1992 para validar el modelo.

Selección de sitios para la construcción de SCALL

La técnica de captación de agua de lluvia es la práctica (obra o procedimiento técnico) realizada para aumentar la cantidad de agua de lluvia que se almacena en el suelo o en estructuras, con el fin de utilizarla posteriormente durante el estiaje. Por lo general son técnicas que implican la construcción y el manejo de obras que permiten captar, derivar, conducir, almacenar y distribuir el agua de lluvia. Estas técnicas se pueden clasificar en grandes modalidades, entre ellas: microcaptación, macrocaptación, captación de agua atmosférica, y cosecha de agua de techos y otras estructuras impermeables (FAO, 2013).

La microcaptación consiste en captar en zonas contiguas al área sembrada el escurrimiento pluvial generado dentro del terreno cultivado. Esto favorece la infiltración de agua que será aprovechada por los cultivos.

Por otro lado, la macrocaptación consiste en captar escurrimientos superficiales generados en áreas más grandes que las de microcaptación y por lo general incluyen lo siguiente: 1) área productora de



escurrimientos; 2) estructuras de conducción de agua, como canales, zanjas, surcos o camellones, y 3) estructuras de almacenamiento para diferentes finalidades, como hoyas de agua, represas y diques.

La captación de agua de lluvia se relaciona con el concepto de manejo integral de cuencas hidrográficas, el cual se refiere al desarrollo y manejo de los recursos en la cuenca para lograr una producción sostenible sin deterioro de recursos naturales y sin causar desequilibrios ecológicos. En lugares que presentan escasez de agua, así como degradación del suelo y vegetación, además de la construcción de SCALL se deben implementar prácticas de conservación del suelo y agua, tales como terrazas, barreras al contorno (vegetativas y de piedra) y zanjas al contorno. Estas prácticas no solo evitarán la erosión del suelo, sino que también obstruirán los escurrimientos y, en consecuencia, aumentará la humedad del suelo y la recarga de agua subterránea en el área (Sivanappan, 1997).

Los sitios adecuados para macrocaptación, así como para la conservación de suelos y agua, se identificaron de acuerdo con los criterios descritos en la Tabla 3, la cual se elaboró a partir de las investigaciones realizadas por Ramakrishnan *et al.* (2009), Kadam *et al.* (2012), y Mbilinyi, Tumbo, Mahoo y Mkiramwinyi (2007). Las áreas donde la pendiente es superior al 5 % se excluyeron de la construcción de estanques debido a la gran cantidad de movimiento de tierras requerido. Además, se consideró que los usos de suelo urbano y agrícola son

inadecuados para la construcción de SCALL y que las zonas de captación de escurrimientos deben tener un área de al menos 2 ha.

Tabla 3. Criterios de selección de sitios potenciales para captación y recarga de agua de lluvia.

| Estructura | Pendiente (%) | Coefficiente de escurrimiento | Orden de corriente | Área de captación de escurrimientos (ha) | Uso de Suelo | Permeabilidad |
|--|---------------|-------------------------------|--------------------|--|-------------------|---------------|
| Estanques (hoyas, jagüeyes o aljibes) | 0-5 | Medio/alto | 1 | 1-2 | Matorral/pecuario | Baja |
| Presas de contención | < 15 | Medio/alto | 1-4 | > 25 | Matorral/cauces | Baja |
| Tanques de percolación | < 10 | Bajo | 1-4 | 25-40 | Matorral | Alta |
| Represas de control (presas de piedra, presas de morillos, gaviones, etc.) | 15-20 | Alto | 1 | - | Matorral/cauces | Media/alta |
| Terrazas, barreras y zanjas al contorno | 5-30 | - | - | - | Matorral | Media/alta |

Resultados y discusión

Mapas temáticos

Los mapas temáticos utilizados y generados en la modelación se muestran en la Figura 4. Las corrientes de orden 1 corresponden a las líneas de flujo con superficies de captación mayores a 2 ha sin ramificaciones. Dos corrientes de orden 1 forman una de orden 2, dos corrientes de orden 3 forman una de orden 4, etcétera (Aparicio, 1997). De esta forma, se determinó que la corriente principal que alimenta a la presa Lázaro Cárdenas tiene orden 8 (Figura 4a). Cabe señalar que la subcuenca contemplada en la modelación tiene una superficie de 84 937 ha (93 % de la superficie de la CARM) y tiene como punto de salida a la estación hidrométrica La Junta.

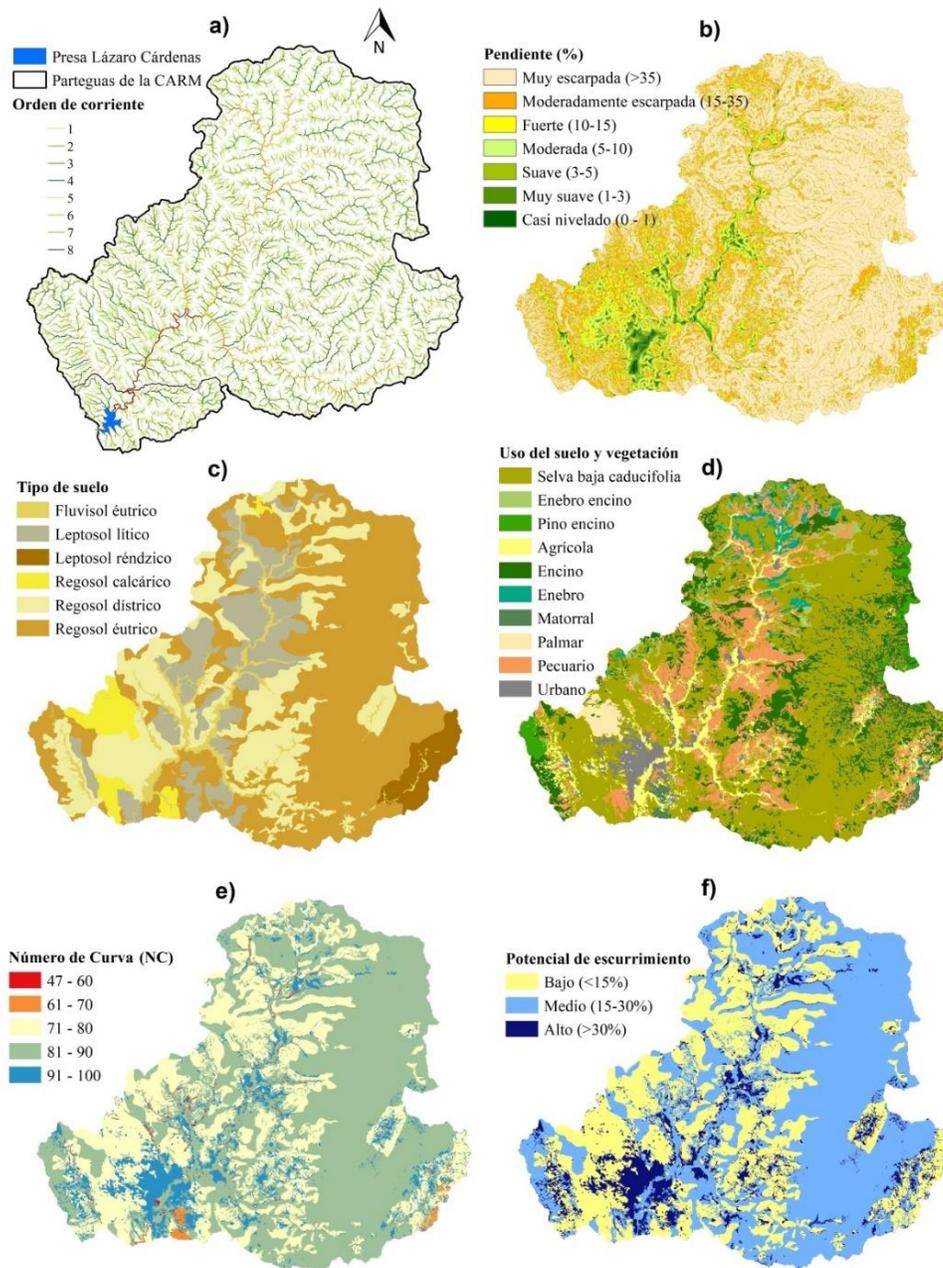


Figura 4. Mapas temáticos utilizados y generados en la modelación hidrológica.

En la Figura 4b se muestra la variación espacial de la pendiente, la cual es uno de los criterios principales para la selección de sitios adecuados para la construcción de SCALL (Ramakrishnan *et al.*, 2009; Kadam *et al.*, 2012; Mbilinyi *et al.* 2007). De acuerdo con Mondal, Pandey y Garg (2009), esta variable también tiene un rol clave en la recarga de agua subterránea y está inversamente relacionada con la infiltración. Los datos mostrados en la Tabla 4 indican que más del 50 % de la cuenca tiene pendiente muy escarpada (mayor a 35 %), por lo cual esta superficie no se consideró apta para la construcción de SCALL.

Tabla 4. Clases de pendiente.

| Núm. | Categoría | Pendiente (%) | Superficie (%) |
|------|-------------------------|---------------|----------------|
| 1 | Casi nivelado | 0-1 | 0.8 |
| 2 | Muy suave | 1-3 | 1.3 |
| 3 | Suave | 3-5 | 3.7 |
| 4 | Moderada | 5-10 | 6.8 |
| 5 | Fuerte | 10-15 | 6.2 |
| 6 | Moderadamente escarpada | 15-35 | 24.6 |
| 7 | Muy escarpada | > 35 | 56.6 |

En función de los tipos de suelos de la Figura 4c se consideraron las texturas y grupos hidrológicos descritos en la Tabla 5. Los suelos del

grupo B tienen niveles moderadamente bajos de potencial de escurrimiento cuando están completamente mojados; la transmisión de agua no tiene obstáculos, y suelen tener entre un 10 y un 20 % de arcilla y 50 a 90 % arena. Por otro lado, los suelos del Grupo C tienen niveles moderadamente altos de potencial de escurrimiento cuando están completamente mojados; la transmisión de agua a través del suelo está algo restringida, suele tener entre el 20 y 40 % arcilla y menos del 50 % de arena. Finalmente, los suelos del grupo D tienen un alto potencial de escurrimiento cuando están completamente mojados, el movimiento del agua a través del suelo está restringido o muy restringido, típicamente tiene más del 40 % de arcilla y menos del 50 % de arena (Mockus, *et al.*, 1972).

Tabla 5. Textura y grupos hidrológicos asignados a las unidades de suelo.

| Unidad de suelo | Superficie (%) | Grupo hidrológico | Clase textural |
|-------------------|----------------|-------------------|------------------|
| Leptosol réndzico | 3.3 | C | Franco |
| Leptosol lítico | 14.7 | C | Franco |
| Regosol calcárico | 3.9 | C | Franco |
| Regosol éutrico | 48.7 | D | Franco arcilloso |
| Fluvisol éutrico | 4.5 | B | Franco arenoso |
| Regosol dístrico | 25.0 | C | Franco |

En la cuenca, los suelos que ocupan mayor superficie (48.7 %) son del tipo regosol éutrico, localizados sobre todo hacia el lado oriental. En segundo lugar están los suelos regosol dístico, que abarca 25 % de superficie. De acuerdo con Blanco-Andray *et al.* (2001), en la cuenca los suelos son poco o muy poco desarrollados, de exiguuo espesor y frecuentemente de gran pedregosidad, con excepción de los fluvisoles dedicados al cultivo agrícola. A partir de los escurrimientos generados con QSWAT+ se estimó el coeficiente de escurrimiento, el cual representa la relación entre la lámina de escurrimiento y la lámina de precipitación. El potencial de escurrimiento se clasificó en función del coeficiente de escurrimiento como bajo (< 15 %), medio (15-30 %) y alto (> 30 %). En la cuenca de estudio se observa que 54 % de la superficie presenta potencial de escurrimiento medio y está asociada con suelos de tipo regosol éutrico (los que más predominan) y con valores *NC* de entre 81 y 90. Las zonas con potencial de escurrimiento alto abarcan 10 % de la superficie de la cuenca y están relacionadas con el uso de suelo urbano y valores de *NC* mayores a 90. La ciudad de Huajuapán de León (ubicada al sur de la cuenca) es la localidad con más superficie urbanizada y con un alto potencial de escurrimiento. Las zonas con potencial de escurrimiento bajo representan 36 % de la superficie de la cuenca y están asociadas con valores de *NC* menores a 80, que abarcan a los suelos leptosol réndzico, leptosol lítico, regosol dístico y regosol calcárico.

Calibración y validación del modelo hidrológico

En la Figura 5 se muestran las series de gastos mensuales estimados con QSWAT+ antes y después de la calibración del modelo, así como los observados en la estación La Junta. Los coeficientes de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) y de determinación (R^2) obtenidos antes de la calibración fueron 0.43 y 0.89, respectivamente. Se observó que los gastos generados con el modelo estaban subestimados, por lo que fue necesario hacer un ajuste del parámetro NC , para el cual se consideró un incremento de 18.2763 en todas las HRU. Los coeficientes NSE y R^2 obtenidos tras la calibración del modelo fueron 0.77 y 0.89, respectivamente; el aumento del valor del primer coeficiente indica que el ajuste del NC generó mejores resultados.

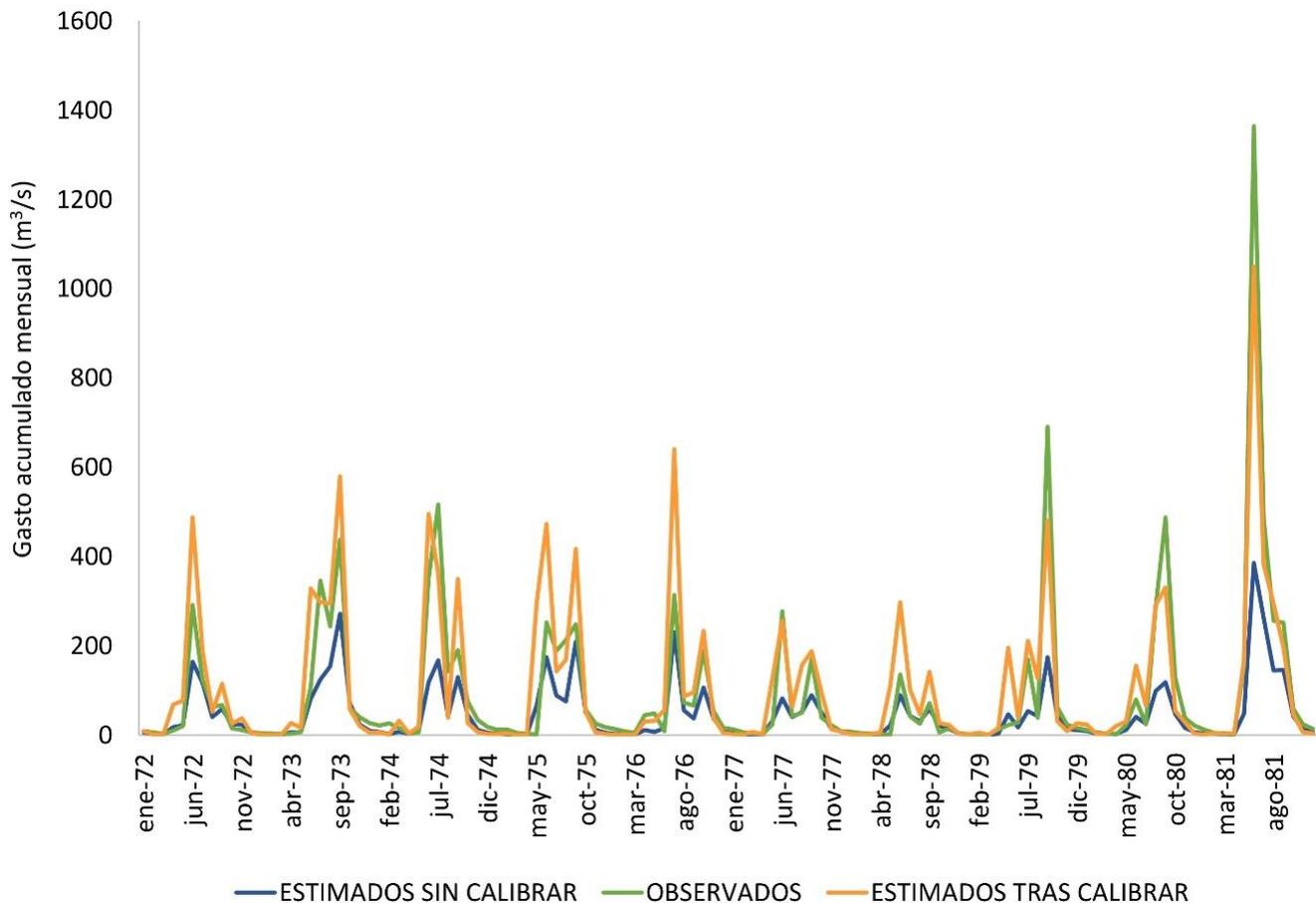


Figura 5. Gastos estimados y observados.

La Figura 6 corresponde a los gastos estimados y observados considerados para la validación del modelo. Es importante resaltar que en la simulación realizada con QSWAT+ para la estimación de escurrimientos se utilizó un mapa de uso de suelo del año 2020; sin embargo, el uso del suelo en el área de estudio se ha modificado a través de los años debido a los elevados índices de deforestación en la región. La consideración en

QSWAT+ de que el uso del suelo es invariante puede provocar imprecisiones en la información generada y podría ser la causa de que los gastos estimados para el año de 1991 sean menores a los observados. No obstante, los valores NSE y R^2 obtenidos para la validación fueron de 0.51 y 0.74, respectivamente. Dado que el valor de NSE es mayor a 0.5, se consideró que los resultados son satisfactorios de acuerdo con Moriasi *et al.* (2007).

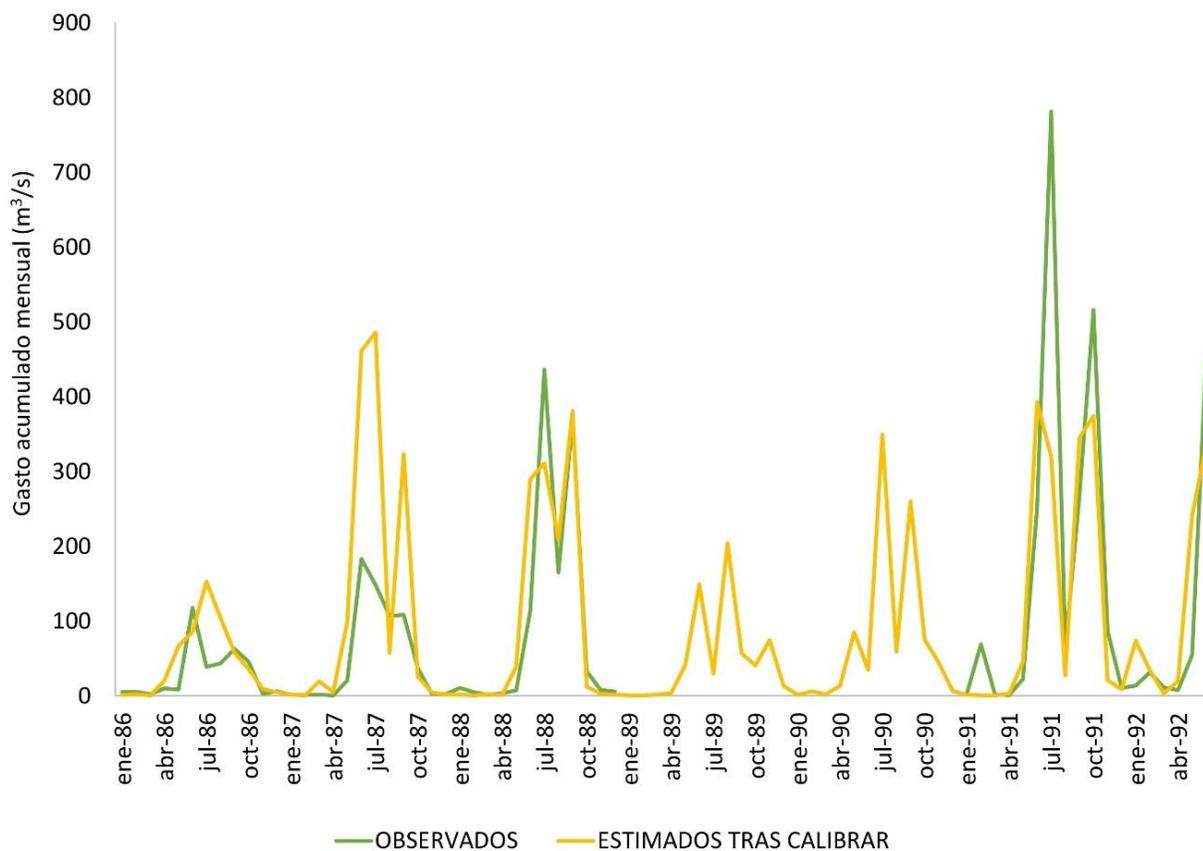


Figura 6. Gastos utilizados para la validación del modelo.



Selección de sitios potenciales para la captación y recarga de agua de lluvia

Los criterios descritos en la Tabla 3 permitieron identificar sitios adecuados para captación y recarga de agua de lluvia (Figura 7). Se identificó que los sitios que cubren el mayor porcentaje de la superficie de la cuenca corresponden a terrazas y presas de contención con 4.7 y 1.8 %, respectivamente. Los sitios propuestos para la construcción de presas de contención se encuentran en particular en la parte oriental. En el centro y norte de la cuenca se identificaron sitios con potencial para la construcción de terrazas, represas de control, tanques de percolación y jagüeyes, que abarcaran 0.1, 0.2 y 0.3 % de la superficie de la cuenca, respectivamente.

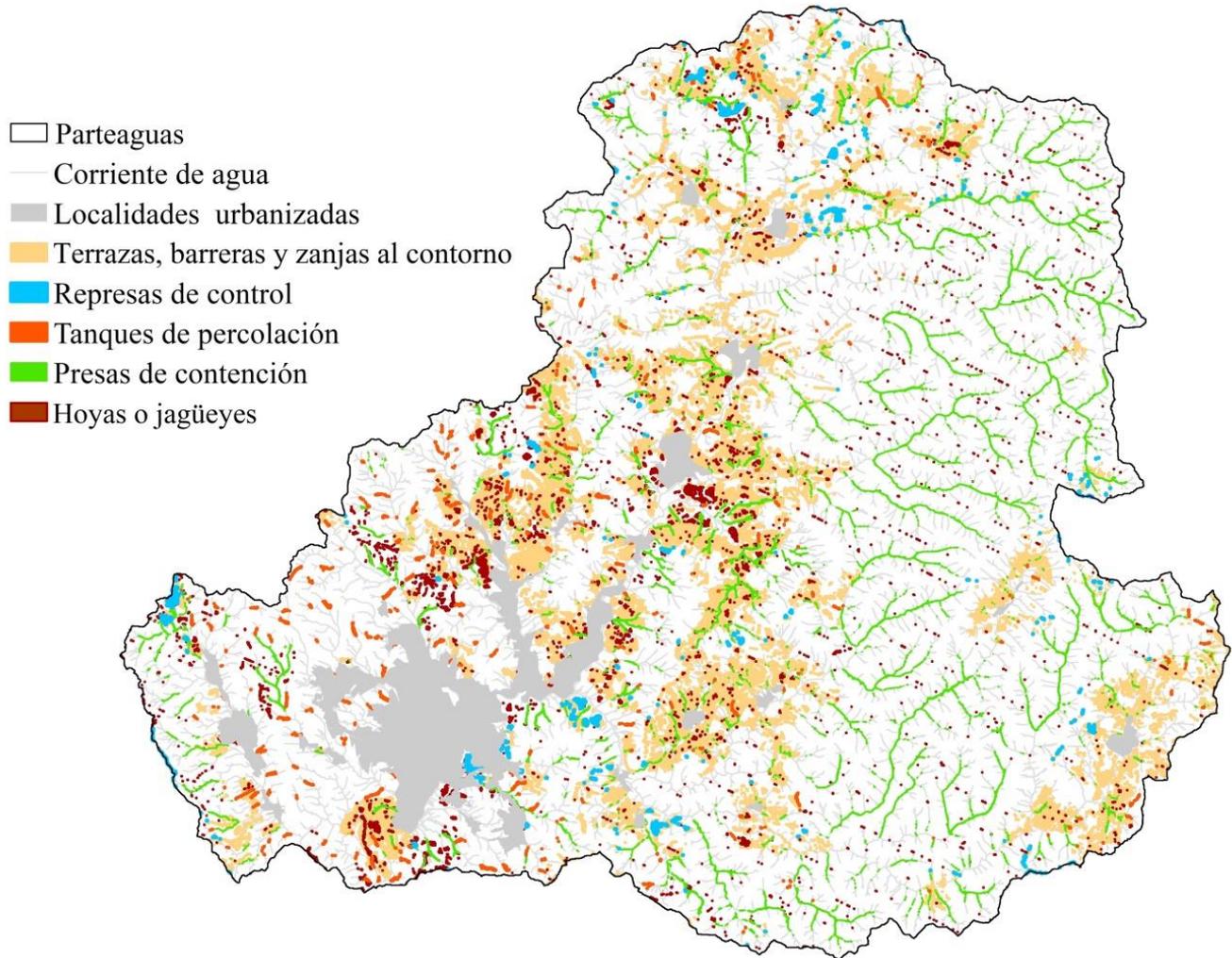


Figura 7. Sitios potenciales para la captación y recarga de agua de lluvia.

La información mostrada en la Figura 7 se podrá utilizar en la etapa de reconocimiento del sitio de construcción de un SCALL. Sin embargo, en el caso de las presas se requerirán estudios topográficos detallados,

que serán la base para identificar el sitio adecuado de la boquilla. Además se necesitarán análisis geológicos y geotécnicos, el diseño de la obra de excedencias y la estimación de los niveles de operación, entre otros estudios.

Las hoyas o jagüeyes, así como las presas de contención, permitirán el almacenamiento de agua pluvial con fines de uso doméstico, pecuario y riego de auxilio limitado. Los tanques de percolación podrán usarse como zonas de almacenamiento temporal de agua para diversos usos; mientras que las terrazas, barreras y zanjas al contorno reducirán la velocidad de los escurrimientos superficiales y la erosión de los suelos. Por otro lado, las represas de control ayudarán a frenar la erosión de cárcavas y retendrán sedimentos. Es importante señalar que la reducción de escurrimientos superficiales está asociada con el aumento de la infiltración y la conservación del agua (Sivanappan, 1997), y posiblemente con el aumento en la recarga de acuíferos.

Conclusiones

Los sitios con potencial para la construcción de sistemas de captación de agua de lluvia abarcan 7 % de la superficie de la subcuenca estudiada, de los cuales, en su mayor parte son aptos para terrazas y presas de contención. Las hoyas o jagüeyes, así como las presas de contención, permitirán almacenar agua pluvial para diversos usos. De esta forma, la captación de agua de lluvia contribuirá reducir la escasez de agua en la CARM. Por otro lado, represas de control, terrazas, barreras y zanjas contorno ayudarán a la conservación del suelo y agua.

Agradecimientos

Los integrantes del Cuerpo Académico “Gestión Integral del Agua” (UTMIX-CA-43) realizaron esta investigación gracias al financiamiento otorgado por la Subsecretaría de Educación Superior a través del Programa para el Desarrollo Profesional Docente para el Tipo Superior (PRODEP), bajo el número de convenio 511-6/2019-8460.



Referencias

- Abdulla, F. (2019). Rainwater harvesting in Jordan: Potential water saving, optimal tank sizing and economic analysis. *Urban Water Journal*, 17(5), 446-456. DOI:10.1080/1573062X.2019.1648530
- Adham, A., Sayl, K. N., Abed, R., Abdeladhim, M. A., Wesseling, J. G., Riksen, M., & Ritsema, C. J. (2018). A GIS-based approach for identifying potential sites for harvesting rainwater in the Western Desert of Iraq. *International Soil and Water Conservation Research*, 6(4), 297-304. DOI: 10.1016/j.iswcr.2018.07.003
- Aladenola, O. O., & Adeboye, O. B. (2010). Assessing the potential for rainwater harvesting. *Water Resources Management*, 24(10), 2129-2137. DOI: 10.1007/s11269-009-9542-y
- Aparicio, F. J. (1997). *Fundamentos de hidrología de superficie*. México, DF, México: Limusa.
- Blanco-Andray, A., Martínez-Ramírez, S., Sánchez-Palomares, O., Rubio-Sánchez, A., Cisneros-Cisneros, C., Pedro-Santos, E. C., & Sustaita-Rivera, F. (2001). *Aplicación de un modelo de balances hídricos en la cuenca alta del río Mixteco (Oaxaca)*. Oaxaca, México: Universidad Tecnológica de la Mixteca.
- Conagua, Comisión Nacional del Agua. (2010). Estadísticas del agua en la cuenca del río Balsas. México: Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales.

- Dile, Y., Srinivasan, R., & George, C. (2019). *QGIS Interface for SWAT+ (QSWAT+). Version 1.2.2. Step by Step Setup for the Robit Watershed, Lake Tana basin Ethiopia*. Recuperado de <https://swat.tamu.edu>
- FAO, Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura. (2013). *Captación y almacenamiento de agua de lluvia. Opciones técnicas para la agricultura familiar en América Latina y el Caribe*. Santiago, Chile: Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO).
- FAO & UNESCO. (1988). *Soil map of the world. Revised legend. World Soil Resources* (Report No. 60). Rome, Italy: Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura, y Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura.
- Guo, Y., & Baetz, B. W. (2007). Sizing of rainwater storage units for green building applications. *Journal of Hydrologic Engineering*, 12(2), 197-205. DOI: 10.1061/(ASCE)1084-0699(2007)12:2(197)
- INEGI, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (2020). *Censo de Población y Vivienda 2020*. Recuperado de <https://www.inegi.org.mx/programas/ccpv/2020/>.
- INEGI, Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. (2015). *Encuesta Intercensal 2015*. Recuperado de <https://www.inegi.org.mx/programas/intercensal/2015/>



- Kadam, A. K., Kale, S. S., Pande, N. N., Pawar, N. J., & Sankhua, R. N. (2012). Identifying potential rainwater harvesting sites of a semi-arid, basaltic region of Western India, using SCS-CN method. *Water Resources Management*, 26(9), 2537-2554. DOI: 10.1007/s11269-012-0031-3
- Mbilinyi, B. P., Tumbo, S. D., Mahoo, H., & Mkiramwinyi, F. O. (2007). GIS-based decision support system for identifying potential sites for rainwater harvesting. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 32(15-18), 1074-1081. DOI: 10.1016/j.pce.2007.07.014
- Mockus, V., Hjelmfelt, A. T., & Moody, H. F. (2004). Estimation of direct runoff from storm rainfall. In: *National Engineering Handbook Part 630 Hydrology* (pp. 1-79). USA: US Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service.
- Mockus, V., Werner, J., Woodward, D. E., Nielsen, R., Dobos, R., Hjelmfelt, A., & Hoelt, C. C. (1972). Hydrologic soil groups. In: *National Engineering Handbook Part 630 Hydrology* (pp. 1-5). USA: US Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service.
- Mondal, M. S., Pandey, A. C., & Garg, R. D. (2009) Groundwater prospects evaluation based on hydrogeomorphological mapping using high resolution satellite images: a case study in Uttarakhand. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 36, 69-76. DOI: 10.1007/s12524-008-0007-1

- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885-900. DOI: 10.13031/2013.23153
- Napoli, M., Cecchi, S., Orlandini, S., & Zanchi, C. A. (2014). Determining potential rainwater harvesting sites using a continuous runoff potential accounting procedure and GIS techniques in central Italy. *Agricultural Water Management*, 141, 55-65. DOI: 10.1016/j.agwat.2014.04.012
- Neitsch, S. L., Arnold, J. G., Kiniry, J. R., & Williams, J. R. (2011). *Soil and water assessment tool theoretical documentation version 2009* (Report No. 406). College Station, USA: Texas Water Resources Institute.
- Oweis, T., Oberle, A., & Prinz, D. (1998). Determination of potential sites and methods for water harvesting in central Syria. *Advances in GeoEcology*, 31, 83-88. Recuperado de https://www.researchgate.net/profile/Theib-Oweis/publication/266326704_Determination_of_potential_sites_and_methods_for_water_harvesting_in_Central_Syria/links/542d23820cf277d58e8cb1dc/Determination-of-potential-sites-and-methods-for-water-harvesting-in-Central-Syria.pdf

- Pérez-Osorio, G., Arriola-Morales, J., García-Lucero, T., Saldaña-Blanco, M. L., & Mendoza-Hernández, J. C. (2016). Evaluación de la calidad del agua de Cuatro Jagüeyes del Parque Estatal "Flor del bosque", Puebla, México. *Ra Ximhai*, 12(4), 153-168. Recuperado de <https://www.redalyc.org/pdf/461/46146927009.pdf>
- Ramakrishnan, D., Bandyopadhyay, A., & Kusuma, K. N. (2009). SCS-CN and GIS-based approach for identifying potential water harvesting sites in the Kali Watershed, Mahi River Basin, India. *Journal of Earth System Science*, 118(4), 355-368. DOI: 10.1007/s12040-009-0034-5
- Sagarpa, Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación. (2017). *Diseño y construcción de jagüeyes*. México, DF, México: Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación.
- Sample, D. J., & Liu, J. (2014). Optimizing rainwater harvesting systems for the dual purposes of water supply and runoff capture. *Journal of Cleaner Production*, 75, 174-194. DOI: 10.1016/j.jclepro.2014.03.075
- Shepard, D. (1968). *A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data*. ACM '68 Proceedings of the 1968 23rd ACM National Conference, New York, USA. DOI: 10.1145/800186.810616

- Sivanappan, R. K. (1997). *Technologies for water harvesting and soil moisture conservation in small watersheds for small-scale irrigation, water reports*. Rome, Italy: Food and Agriculture Organization.
- Yen, H., Park, S., Arnold, J. G., Srinivasan, R., Chawanda, C. J., Wang, R. & Daggupati, P. (2019). IPEAT+: A Built-in optimization and automatic calibration tool of SWAT+. *Water*, 11(8), 1681. DOI: 10.3390/w11081681

DOI: 10.24850/j-tyca-14-01-07

Artículos

Análisis de las formas de fondo simuladas mediante el modelo tridimensional SSIIM, caso de un cauce natural de aguas poco profundas

Analysis of the bed forms simulated using the three-dimensional model SSIIM, case of a natural shallow water channel

Santiago Aurelio Ochoa-García¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-9695-5976>

Teresa Reyna², ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-2114-0806>

Marcelo García³, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4091-6756>

Ana Heredia⁴, ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-4721-7891>

José Manuel-Díaz⁵, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-6735-0916>

¹Universidad Católica de Cuenca, Cuenca, Ecuador, saog2105@hotmail.com

²Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, Argentina, teresamaria.reyna@gmail.com



³Universidad Nacional de Córdoba, CETA, Córdoba, Argentina,
cgarcia2mjc@gmail.com

⁴Universidad Nacional de Córdoba, CETA, Córdoba, Argentina,
aheredil@hotmail.com

⁵Universidad Nacional de Córdoba, CETA, Córdoba, Argentina,
jmdiazlozada@unc.edu.ar

Autor para correspondencia: Santiago Aurelio Ochoa-García,
saog2105@hotmail.com

Resumen

El objetivo de este trabajo se enfoca en analizar las dimensiones dominantes de las formas de fondo simuladas mediante un modelo hidrodinámico tridimensional acoplado con procesos de transporte de partículas y metodologías numéricas de utilidad para estimar los cambios en la morfología de flujos con superficie libre. En este sentido, se aplicaron técnicas de estadística descriptiva y espectral a las geometrías de fondo simuladas, obteniendo una discretización espacial y temporal de las dimensiones dominantes en el dominio de estudio del río Tercero en su paso por la ciudad de Villa María, Argentina. Las características del tramo seleccionado corresponden a las de un río de aguas poco profundas y con pendiente de fondo acorde con la de un cauce de planicie.



Palabras clave: modelo SSIIM, análisis de Fourier, wavelets.

Abstract

This work's objective is to analyze the dominant dimensions of the simulated bed forms using a three-dimensional hydrodynamic model coupled with particle transport processes and useful numerical methodologies to estimate the changes in the morphology of free surface flows. In this sense, descriptive and spectral statistical techniques were applied to the simulated bed forms geometries, obtaining a spatial and temporal discretization of the dominant dimensions in the study domain of the Tercero river as it passed through the city of Villa María, Argentina. The characteristics of the selected domain correspond to that of a river with shallow waters and a bed slope corresponding to that of a plain channel.

Keywords: SSIIM Model, Fourier analysis, wavelets.

Recibido: 22/02/2021

Aceptado: 21/09/2021



Introducción

La experimentación en flujos con superficie libre es indispensable para la caracterización y el análisis de los procesos hidrodinámicos con transporte de partículas de un cauce natural. El fenómeno de transporte de sedimentos genera ciertas formas en el fondo que alteran los efectos de resistencia generadas por las paredes sólidas del lecho, de manera que se ven afectadas las variables hidrodinámicas y de transporte. La medición de las distintas escalas de formas de fondo generadas en diferentes regímenes de flujo ayuda a aumentar el conocimiento de estos procesos de interacción entre el flujo, partículas y fronteras sólidas en el fondo de cauces naturales (Edwards & Glysson, 1999).

Sin embargo, en estudios de diversos autores se ha evidenciado la dificultad de contar con resultados experimentales de alta resolución para el análisis de formas de fondo en flujos de cauces naturales (Guy, Simons, & Richardson, 1966), por lo que se destaca la ventaja de contar con resultados validados de simulación numérica del flujo, que tendrán una resolución espacial y temporal con mayor detalle respecto a los datos medidos con técnicas experimentales.

En los últimos años se han desarrollado modelos numéricos tridimensionales para el cálculo de variables de flujo y transporte de

sedimentos. Un modelo de flujo con superficie libre puede resolverse con las ecuaciones tridimensionales de Navier-Stokes promediadas por Reynolds con modelos de cierre de la turbulencia de dos ecuaciones ($K - \varepsilon$). Por otra parte, los módulos de transporte de sedimentos están compuestos por modelos cuasi-empíricos de carga en suspensión y carga de fondo.

El transporte de las partículas de sedimentos en suspensión puede ser simulado a través de la ecuación general de advección-difusión con expresiones empíricas que representan la velocidad vertical de caída de las partículas. Además, la evolución de la morfología del cauce puede simularse a partir de la ecuación general del balance de masa. Para el cálculo de la carga de sedimento de fondo y la interacción con la carga en suspensión se han implementado metodologías empíricas con base en estudios realizados por Meyer-Peter y Müller (1948), Einstein (1950), Engelund y Fredsøe (1976), van Rijn (1984), o Wong y Parker (2006), entre otros.

En este contexto se busca aplicar modelos y simulaciones con técnicas numéricas que permitan determinar las variables que caracterizan el flujo en ríos. Dentro del contexto de aplicar técnicas matemáticas y numéricas para describir y analizar el comportamiento hidráulico de cauces naturales se planteó el desafío de la simulación de la hidrodinámica tridimensional con procesos de transporte de sedimentos en un tramo de río en la provincia de Córdoba, Argentina.

El estudio se centra en el tramo medio del río Tercero o Ctalamochita ubicado en la localidad de Villa María al sureste de la provincia ($32^{\circ} 25' 18.59''$ S; $63^{\circ} 14' 40.07''$ W). Se destaca la importancia de este tramo para un estudio del transporte de sedimentos debido al continuo monitoreo experimental llevado a cabo por las instituciones de la provincia de Córdoba, que han evidenciado la variabilidad de las dimensiones de las formas de fondo que, a su vez, modifican la rugosidad del lecho y por lo tanto las condiciones hidrodinámicas en diferentes dominios espaciales del flujo del río Tercero (Heredia, 2017).

Objetivos

El objetivo principal de esta investigación es realizar un análisis estadístico de las dimensiones dominantes de las formas de fondo simuladas en un modelo hidrodinámico tridimensional acoplado con procesos de transporte de partículas, teniendo en cuenta que la simulación numérica de las variables será aplicada a un río de aguas poco profundas y con pendiente de fondo correspondiente a la de un cauce de planicie, como lo es el río Tercero en su paso por la ciudad de Villa María.

Para calcular las variables de flujo y transporte de sedimentos en el dominio seleccionado se aplicará el modelo SSIIM.

La densidad espacial y temporal de los resultados simulados de la morfología fluvial permitirán emplear metodologías de análisis espectral con base en la transformada discreta de Fourier y curvas wavelets tipo Morlet para describir las escalas dominantes de las señales de formas de fondo estimadas.

Identificar la variabilidad espacio temporal de las escalas dominantes de formas de fondo mediante las técnicas de análisis espectral permitirá cuantificar la influencia de las distintas escalas de formas de fondo en el campo de flujo y en la resistencia que ejercen las fronteras sólidas sobre la corriente.

Materiales y métodos

Simulación numérica tridimensional

El esquema de cálculo seleccionado es el basado en el modelo SSIIM (Sediment Simulation In Intakes with Multiblock Option). SSIIM es una herramienta de mecánica de fluidos computacional para la simulación de variables de flujo tridimensional y transporte de sedimentos en flujos con superficie libre. El *software* es de libre distribución y tiene algunas librerías en código abierto para el desarrollo de metodologías de cálculo (Olsen, 2014).

El modelo SSIIM calcula las variables del flujo con las ecuaciones tridimensionales de Navier-Stokes promediadas por Reynolds, que se resuelven con un modelo de cierre de la turbulencia $K - \varepsilon$:

$$\frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_j} = 0 \quad (1)$$



$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \frac{\partial (\bar{u}_j \bar{u}_i + \bar{u}_j \bar{u}_i)}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 \bar{u}_i}{\partial x_j \partial x_j} \quad (2)$$

$$\frac{\partial K}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial K}{\partial x_j} = -\frac{\partial}{\partial x_j} \left\{ \frac{\nu_t}{\sigma_K} \frac{\partial K}{\partial x_j} \right\} + E_T - \varepsilon \quad (3)$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \varepsilon}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left\{ \frac{\nu_t}{\sigma_K} \frac{\partial \varepsilon}{\partial x_j} \right\} + C_1 \frac{\varepsilon}{K} E_T - C_2 \frac{\varepsilon^2}{K} \quad (4)$$

Donde las ecuaciones (1), (2), (3) y (4) están escritas en forma tensorial y representan la ecuación de conservación de la masa; las ecuaciones de conservación del momento para las tres direcciones del eje cartesiano x_i ; la ecuación de cierre de la difusión molecular de la turbulencia, y la ecuación de cierre de la disipación de la energía cinética turbulenta. En las ecuaciones presentadas, \bar{u}_j representa las variables de velocidad promedio en las tres direcciones; t , el tiempo; \bar{u}_j , las fluctuaciones de la velocidad debidas a la turbulencia del flujo; ρ , la densidad del agua; $\partial \bar{p}$, el término de la presión piezométrica del flujo; ν , la viscosidad cinemática del agua; K , la energía cinética turbulenta del flujo; ν_t , la viscosidad cinemática debida a los vórtices; σ_K , el coeficiente de Schmidt; E_T , la tasa de producción de energía cinética turbulenta desde el flujo debido a su interacción con los esfuerzos de Reynolds; ε , la tasa de disipación de la energía cinética turbulenta; y C_1 y C_2 son

constantes empíricas que presentan valores calibrados de aproximadamente $C_1 = 1.44$ y $C_2 = 1.92$ (García & Niño, 2003).

El módulo hidrodinámico del modelo SSIIM resuelve las ecuaciones de Navier-Stokes promediadas por Reynolds con un modelo de cierre de la turbulencia $K - \varepsilon$ usando el método de volúmenes finitos con un esquema de cálculo SIMPLE. El planteamiento principal del método SIMPLE es calcular un valor de presión inicial y con el error en la continuidad obtener una ecuación para la corrección del campo de presiones; con las variables corregidas se procederá al cálculo de las otras incógnitas del sistema. Cuando esta corrección vinculada al campo de presión del flujo es adherida, la ecuación de continuidad es satisfecha (Olsen, 2012).

Para la simulación del transporte de sedimentos de carga en suspensión se tomó en cuenta el modelo de la ecuación de transporte o ecuación de advección (García, 2008):

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + \bar{u}_i \frac{\partial \bar{c}}{\partial x_i} - v_s \frac{\partial \bar{c}}{\partial x_1} = \frac{\partial \overline{u'_i c'}}{\partial x_i} \quad (5)$$

En la ecuación (5), \bar{c} representa la concentración del sedimento en suspensión; los términos $\overline{u'_i c'}$ representan las fluctuaciones de la concentración del sedimento por la turbulencia del flujo en las tres

direcciones de los ejes cartesianos, que son resueltos con el modelo de cierre $K - \varepsilon$.

Para la discretización de los términos difusivos-convectivos de las ecuaciones (1), (2), (3), (4) y (5) se tomó en cuenta el esquema de volúmenes finitos de primer orden con ley potencial (POW) y para los términos temporales se consideró el esquema implícito de Euler de primer orden (Patankar, 1980).

La expresión para la estimación del transporte de sedimentos de fondo se basó en estudios previos presentados por Van Rijn (1984):

$$q^* = 0.053 \frac{\tau_s^* - \tau_c^{*2.1}}{\tau_c^* D^{*0.3}} \quad (6)$$

Donde en la Ecuación (6), τ_s^* el esfuerzo cortante superficial de las partículas; τ_c^* , el esfuerzo cortante crítico del flujo, y D^* es el diámetro adimensional de las partículas de sedimento. La selección de la metodología de Van Rijn queda justificada por el material que conforma el lecho del río Tercero en el tramo de estudio, con partículas de material no cohesivo con tamaño medio de aproximadamente 1.95 milímetros (Heredia, 2017).

Con la Ecuación (6) del transporte de sedimentos de fondo se puede estimar la evolución de la morfología en el fondo del cauce, esto tomando en cuenta la ecuación de balance de masa del transporte de sedimentos:

$$\frac{\partial z_0}{\partial t} = c_{\lambda_p} * \frac{\partial u_{qb_i}}{\partial x_i} \quad (7)$$

Donde en la Ecuación (7), ∂z_0 es la diferencia en el fondo estimada por el transporte de sedimentos en función del tiempo; $c_{\lambda_p} \approx 2$, el valor de la porosidad relativa de las partículas de carga de fondo, y $\frac{\partial u_{qb_i}}{\partial x_i}$ es el flujo de transporte de sedimentos en el fondo. La evolución del fondo del cauce en una celda de cálculo para un tiempo t se obtiene del balance de la tasa de transporte de sedimentos de fondo qb_i entre celdas contiguas, que se estima a partir de la Ecuación (6).

Tomando en cuenta el modelo SSIIM se aborda un enfoque totalmente desacoplado en la simulación de la hidrodinámica tridimensional y de la evolución de la morfología fluvial, asumiendo que no hay interacción directa del flujo con la carga en suspensión con la carga de fondo o con el nivel del fondo. Sin embargo, se consideran los resultados del flujo medio en cada paso de iteración con el objeto de obtener la variabilidad del transporte de partículas en un paso de tiempo morfológico, en el que se calcula el transporte de sedimentos en suspensión, el transporte de carga de fondo y la evolución de la morfología. Esta suposición es válida en casos donde la concentración de sedimentos en suspensión es tan diluida que no podrá alterar las condiciones de flujo. Este enfoque para SSIIM se refuerza aún más por el

hecho de que en el modelo numérico la evolución de la morfología y los procesos de transporte de carga de fondo se calculan en términos de una capa de carga de fondo y no de partículas de sedimento individuales.

Análisis espectral y discretización de formas de fondo

La transformada discreta de Fourier descompone una señal en funciones seno y coseno que se denominan comúnmente funciones base de la transformada discreta de Fourier. El resultado de la transformada discreta de Fourier es un conjunto de números que representan amplitudes de las funciones base. Las funciones base son un conjunto de ondas seno y coseno con amplitud unitaria; se asigna a cada amplitud (el dominio de frecuencia) la onda seno o coseno adecuada (funciones base); el resultado es un conjunto de ondas de seno y coseno escaladas que se pueden añadir para formar la señal del dominio (Smith, 1999).

La transformada discreta de Fourier sufre un fenómeno conocido como fuga de energía, que ocurre en la estimación del espectro de energía relacionado con las frecuencias de la señal. Se han desarrollado técnicas con el objetivo de suprimir este fenómeno de fuga de energía, tales metodologías introducen una función del paso espacial o temporal que es

igual a la extensión de la señal analizada, lo que permite disminuir los datos del historial y eliminar las discontinuidades al inicio y al final de un registro de baja frecuencia (Bendat & Piersol, 2010).

Sin embargo, para un análisis en el que no sería apropiado definir una escala predeterminada debido al amplio rango de frecuencias espaciales (como el caso de las formas de fondo estudiadas en este trabajo), un método de localización de frecuencias dominantes que tiene escala independiente, como el análisis con curvas tipo wavelets, podría ser la solución (Catano-Lopera, Abad, & Garcia, 2009).

En este sentido, para las señales que presentan múltiples escalas de variabilidad y frecuencia en el espacio o tiempo puede ser de utilidad un análisis localizado de transformaciones con curvas tipo wavelets para discriminar las geometrías dominantes de las variables analizadas (Singh, Lanzoni, Wilcock, & Foufoula-Georgiou, 2011).

La transformación discreta con curvas tipo wavelet se define como la convolución del producto de la transformada inversa de Fourier. Se han desarrollado gran cantidad de familias de wavelets que se adaptan a diferentes tipos de análisis, tal como lo es la función Morlet, que se asocia con números complejos de funciones Gaussianas (Catano-Lopera *et al.*, 2009).

En la discretización de frecuencias dominantes con base en curvas wavelets de señales de morfología fluvial se ha evidenciado que la función Morlet ha presentado eficiencia y resultados uniformes al analizarse señales

con periodicidades bajas, como lo son las formas de fondo tipo rizos y dunas presentadas en el flujo de cauces naturales (Gutierrez, Abad, Parsons, & Best, 2013). De acuerdo con esto se ha considerado el paquete "Bedforms-ATM" (Gutierrez, Mallma, Nuñez-Gonzalez, Link, & Abad, 2018) para analizar las señales de formas de fondo simuladas en el río Tercero aguas abajo del puente Juan Bautista Alberdi con curvas wavelets tipo Morlet.

Resultados

En el dominio del tramo del río Tercero aguas abajo del puente Juan Bautista Alberdi de la ciudad de Villa María se implementó la modelación tridimensional con SSIIM para simular la hidrodinámica del flujo con procesos de transporte de sedimentos. Se simularon 18 eventos a partir de los caudales caracterizados con mediciones realizadas con un perfilador de corriente acústico doppler (ADCP, por sus siglas en inglés) YSI/SonTek S5, y que están en el rango de 9.64 a 121.22 m³/s; los eventos seleccionados no presentan desborde o flujo en las riveras de inundación del cauce; por esta razón no es necesario tomar en cuenta

efectos de secado-mojado en el tramo analizado. En la Figura 1 se presentan resultados de la velocidad media del flujo obtenidos de la caracterización con el instrumento ADCP y de la simulación con la herramienta de cálculo SSIIM.

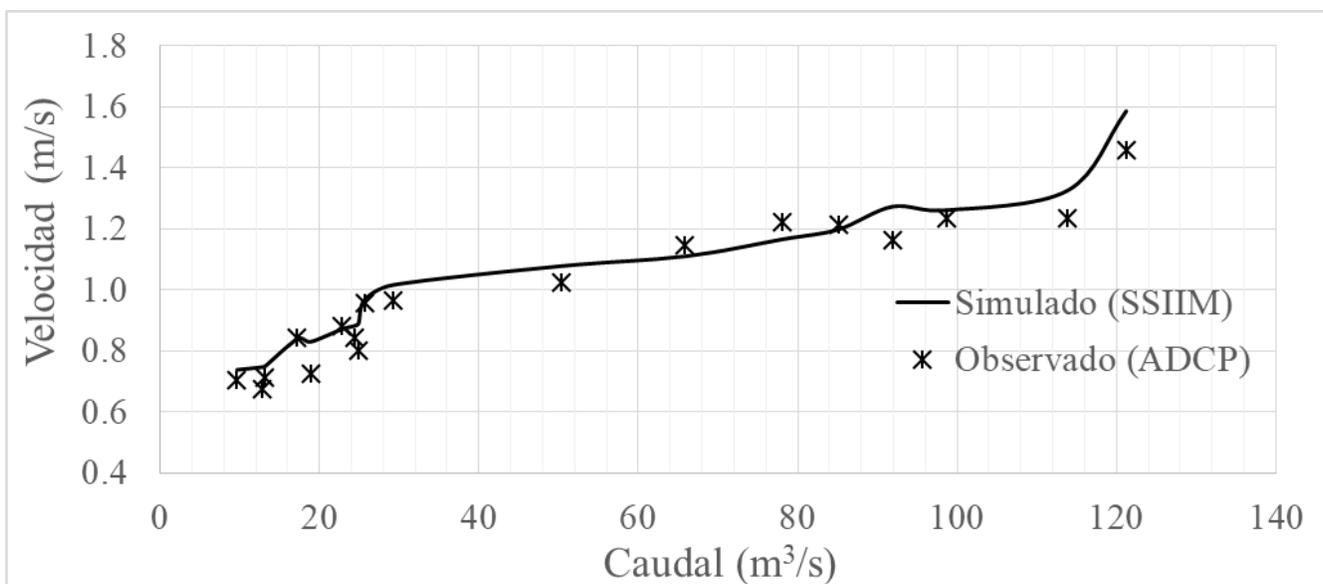


Figura 1. Resultados de la velocidad media observada y simulada en el flujo del río Tercero a 10 metros del puente Juan Bautista Alberdi de la ciudad de Villa María.

Los resultados presentados en la Figura 1 corresponden a una sección de control localizada a 10 metros del puente Juan Bautista Alberdi y se puede observar un buen comportamiento de los resultados de velocidad media simulada en SSIIM, en contraste, con los datos medidos

mediante un instrumento ADCP que obtuvo datos de velocidad instantánea en celdas con tamaño de 10 centímetros en la horizontal por dos centímetros en la vertical. El error máximo al comparar las series es menor al 15 %, que corresponde al evento con caudal de 18.89 m³/s y se tiene un error promedio cercano al 6 % de los valores calculados frente a los observados en campo.

Se han contrastado los perfiles de velocidad instantánea en la sección de control con ADCP con los resultados de velocidad media del modelo tridimensional (Figura 2) para los eventos de 113.85, 65.84, 24.90 y 18.89 m³/s.

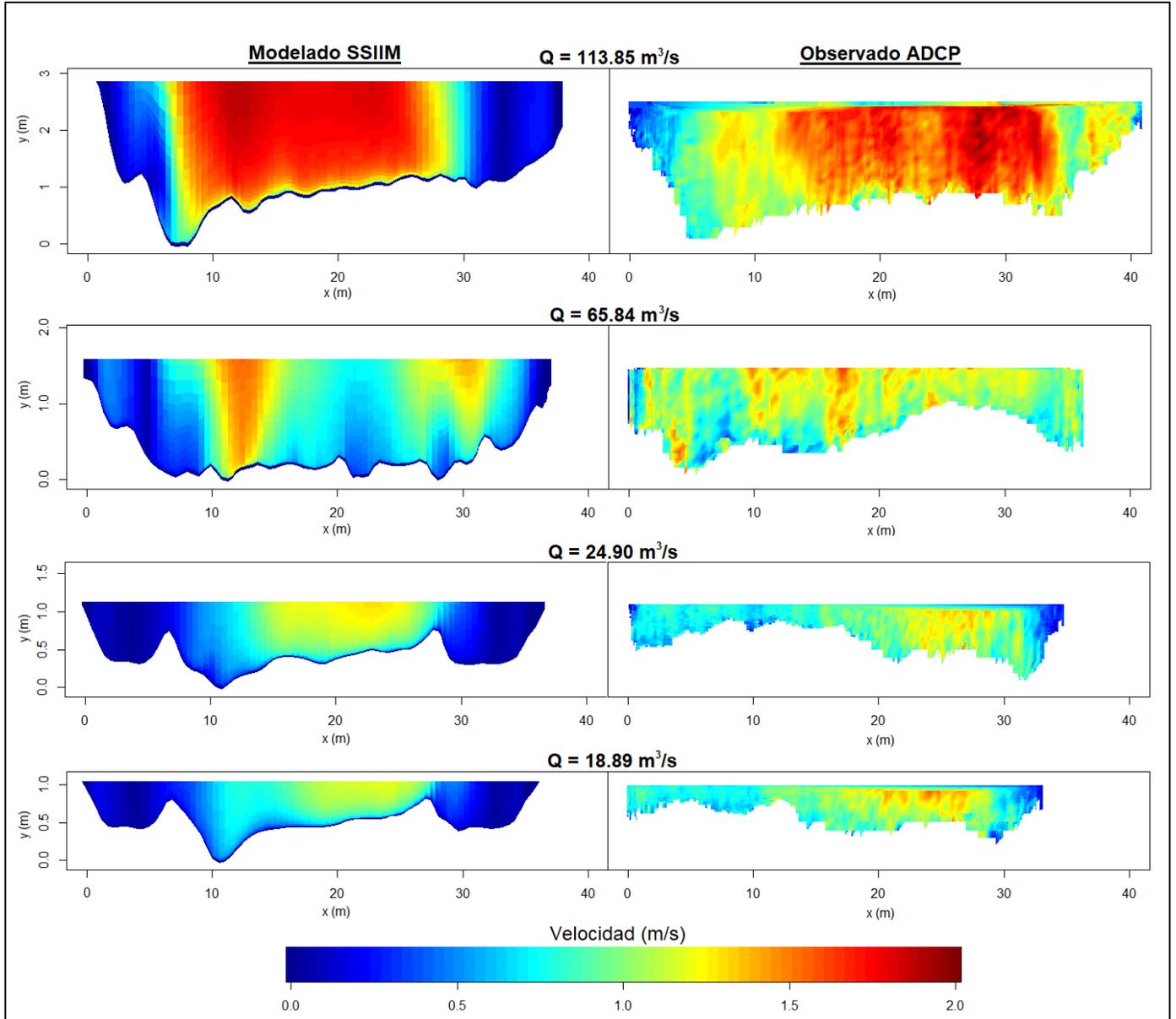


Figura 2. Esquema de áreas coloreadas que representan la velocidad modelada y observada en la sección de control del río Tercero aguas abajo del puente Juan Bautista Alberdi.

Analizando los resultados presentados en la Figura 2 se observan diferencias propias de comparar resultados de velocidad instantánea medidas con un ADCP con la velocidad promediada obtenida con el modelo tridimensional SSIIM. Sin embargo, se puede observar que los valores medios están en el mismo orden de aproximación para los eventos correspondientes.

En la Figura 3 se presenta un esquema de áreas coloreadas que representan la velocidad media simulada en la superficie del flujo del tramo del río Tercero: los eventos de 113.85 m³/s, 65.84 m³/s, 24.90 m³/s y 18.89 m³/s.

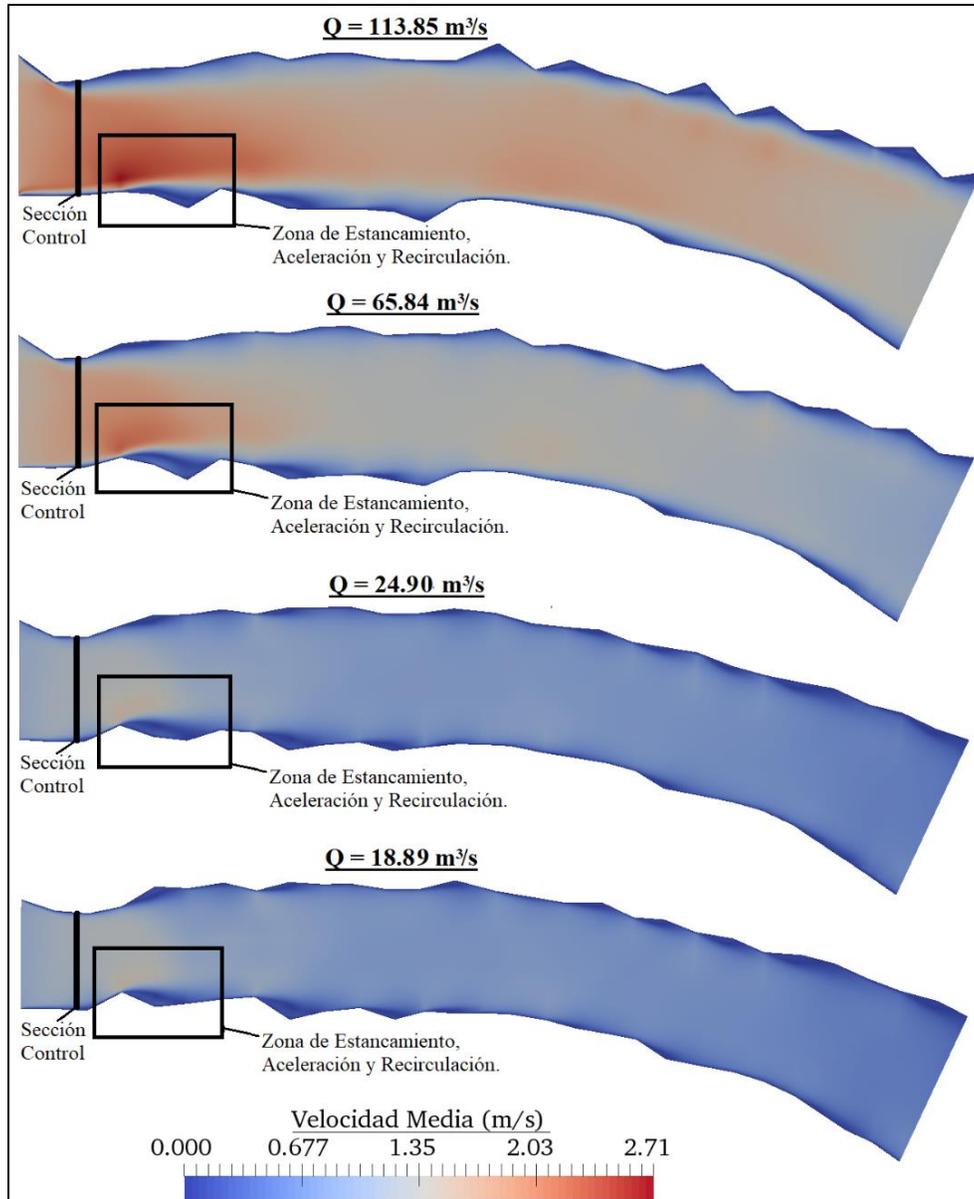


Figura 3. Esquema de áreas coloreadas que representan la velocidad media superficial del flujo del río Tercero aguas abajo del puente Juan Bautista Alberdi.

Analizando la Figura 3 se observan zonas de estancamiento y aceleración en el flujo ubicadas en las cercanías de las márgenes de río Tercero simulado y estos fenómenos, que representan la variabilidad del flujo medio, son atribuidos principalmente a la interacción del fluido con las fronteras sólidas y a las irregularidades en la batimetría del cauce.

En la Figura 4 se presenta el perfil vertical del transporte de sedimentos simulado que representa el flujo del río Tercero aguas abajo del puente Juan Bautista Alberdi en el centro de la sección de control.

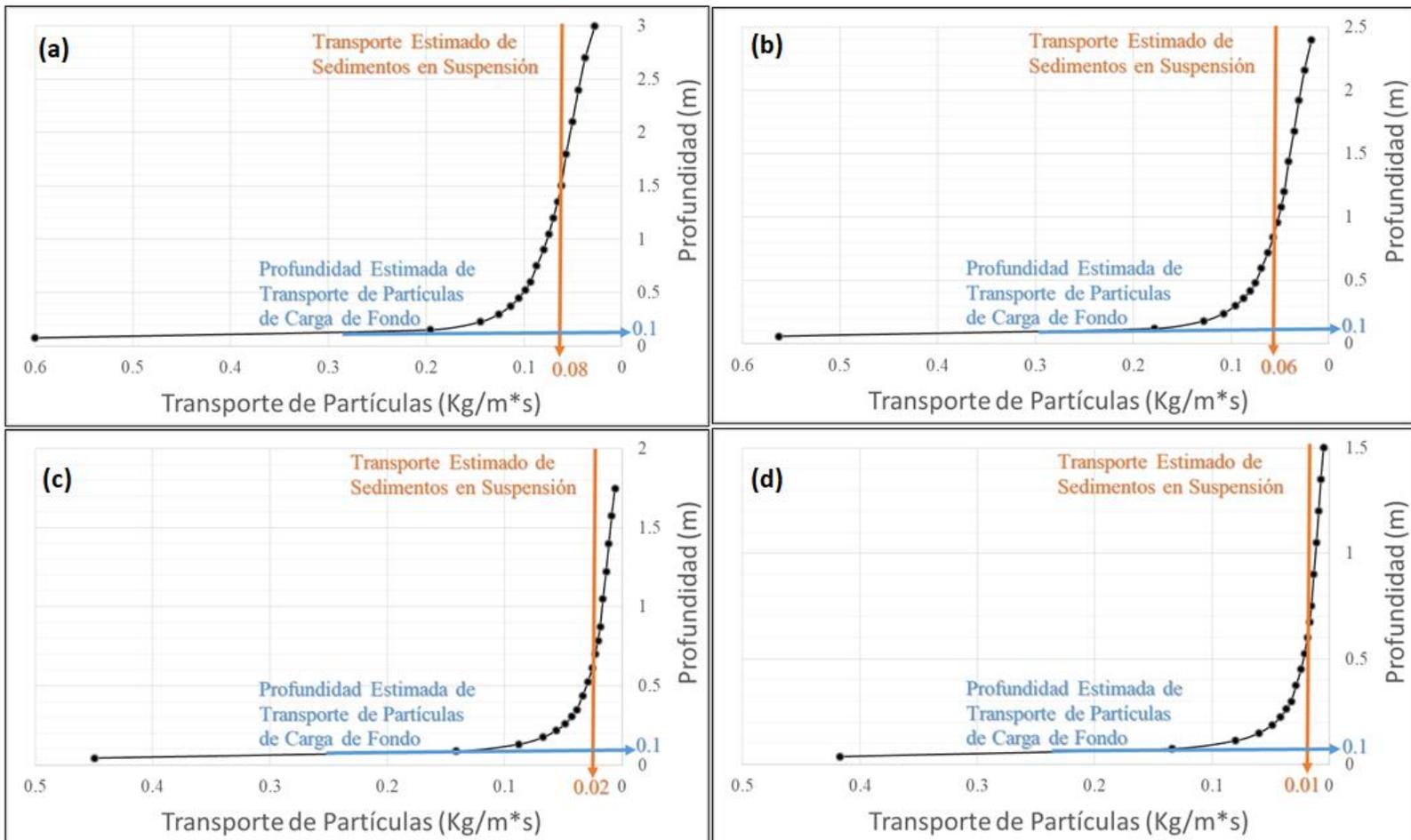


Figura 4. Resultados del perfil de transporte de sedimentos simulado en SSIIM que representan el tramo medio de la sección de control del río Tercero aguas abajo del puente Juan Bautista Alberdi: (a) 113.85 m³/s; (b) 65.84 m³/s; (c) 24.90 m³/s, y (d) 18.89 m³/s.

Respecto al perfil vertical del transporte de sedimentos simulado que representa el flujo del río Tercero (Ctalamochita) aguas abajo del

puede desprenderse que la mayor parte del transporte de partículas ocurre cerca del fondo, en un porcentaje mayor al 90 %, en contraste con la media de partículas que se mueven en la vertical en forma de carga en suspensión, que es del orden del 10 % de la carga total de sedimentos. También en la Figura 4 se observa que la línea activa de transporte de sedimentos en el fondo se encuentra a unos 10 centímetros del fondo del cauce para todos los eventos analizados.

En la Figura 5 se presentan las superficies que representan el fondo del río Tercero (Ctalamochita) aguas abajo del puente Juan Bautista Alberdi; en la parte superior, la morfología base; en la parte inferior, la morfología resultante de la simulación con SSIIM.

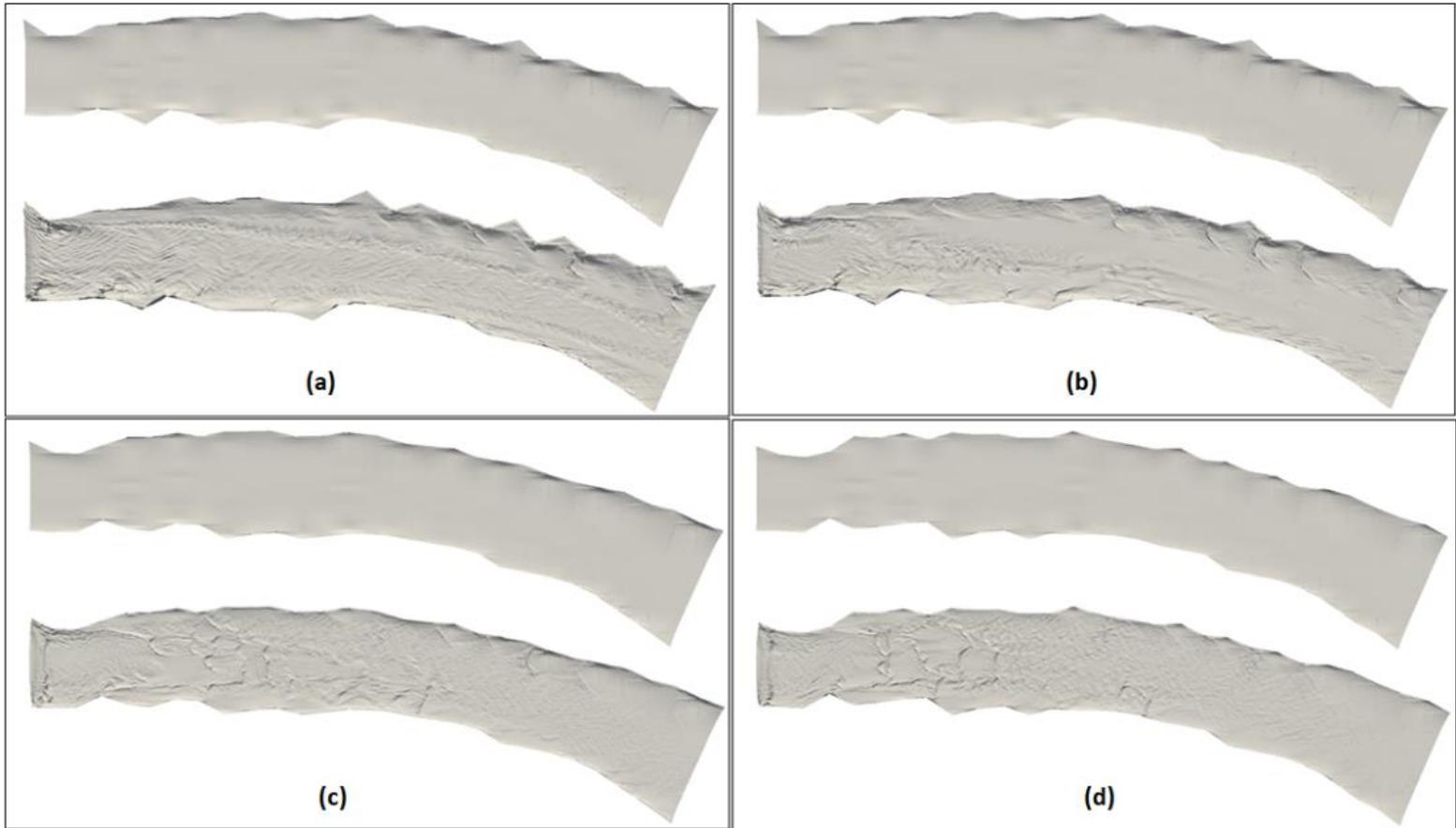


Figura 5. Superficies que representan la morfología del tramo del río Tercero aguas abajo del puente Juan Bautista Alberdi: (a) $113.85 \text{ m}^3/\text{s}$; (b) $65.84 \text{ m}^3/\text{s}$; (c) $24.90 \text{ m}^3/\text{s}$, y (d) $18.89 \text{ m}^3/\text{s}$.

La estimación de las morfologías presentadas en la Figura 5 para los eventos simulados con el modelo SSIIM depende principalmente de las características de las partículas, de la estimación del transporte sedimentos, de las variables hidrodinámicas, del régimen de flujo en las

celdas cercanas al fondo y del tiempo de simulación, que fue de 20 000 segundos con un paso de 20 segundos y 100 iteraciones para cada paso de tiempo. En forma transitoria, las formas de fondo se desarrollan según la intensidad del flujo hasta alcanzar un estado de régimen —como se observa en la Figura 6— de las señales longitudinales en el medio del tramo.

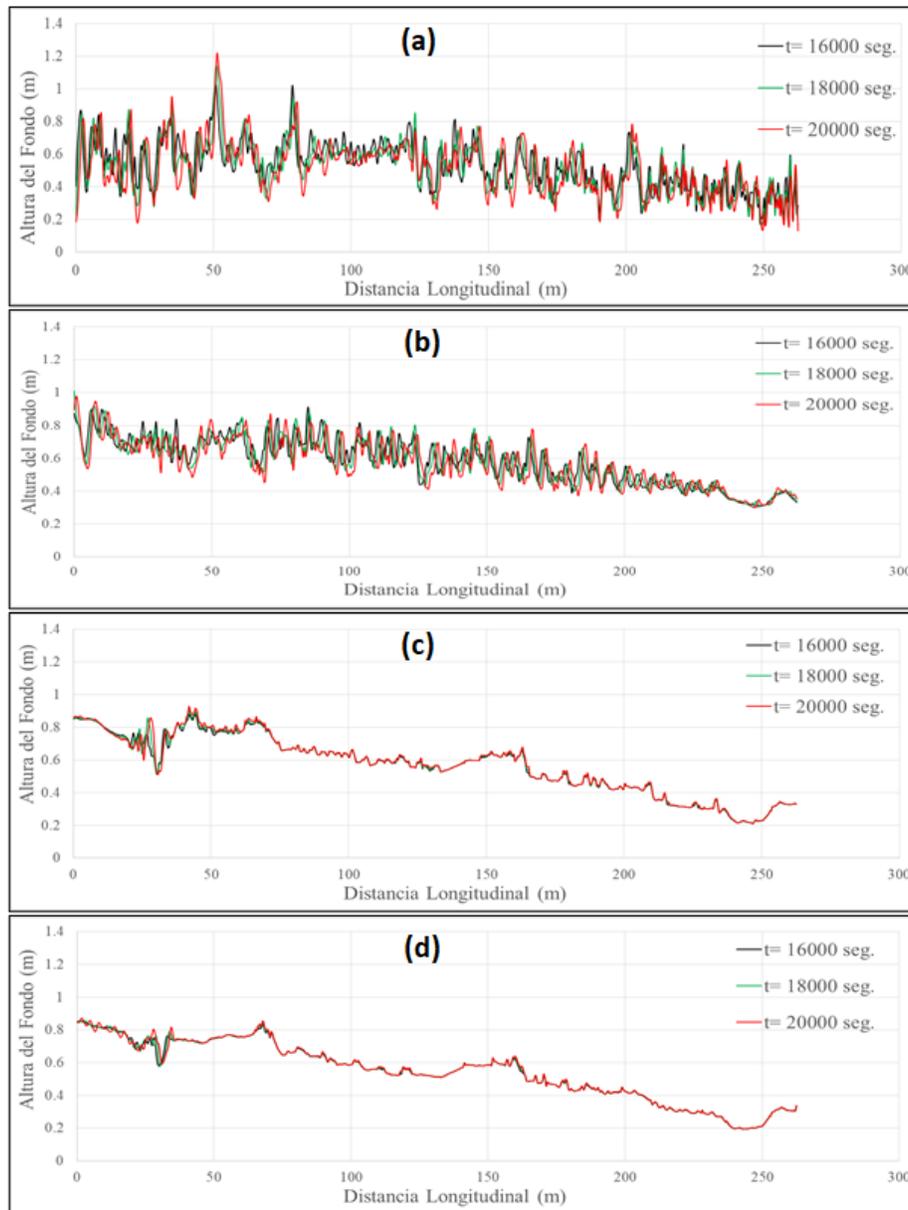


Figura 6. Señales de la morfología fluvial simuladas con SSIIM del río Tercero aguas abajo del puente Juan Bautista Alberdi: (a) $113.85 \text{ m}^3/\text{s}$; (b) $65.84 \text{ m}^3/\text{s}$; (c) $24.90 \text{ m}^3/\text{s}$, y (d) $18.89 \text{ m}^3/\text{s}$.

La estabilidad de los perfiles del lecho presentados en la Figura 6 se puede verificar analizando la Figura 7 con la evolución de la altura y longitud media de las formas de fondo en función del tiempo de simulación.

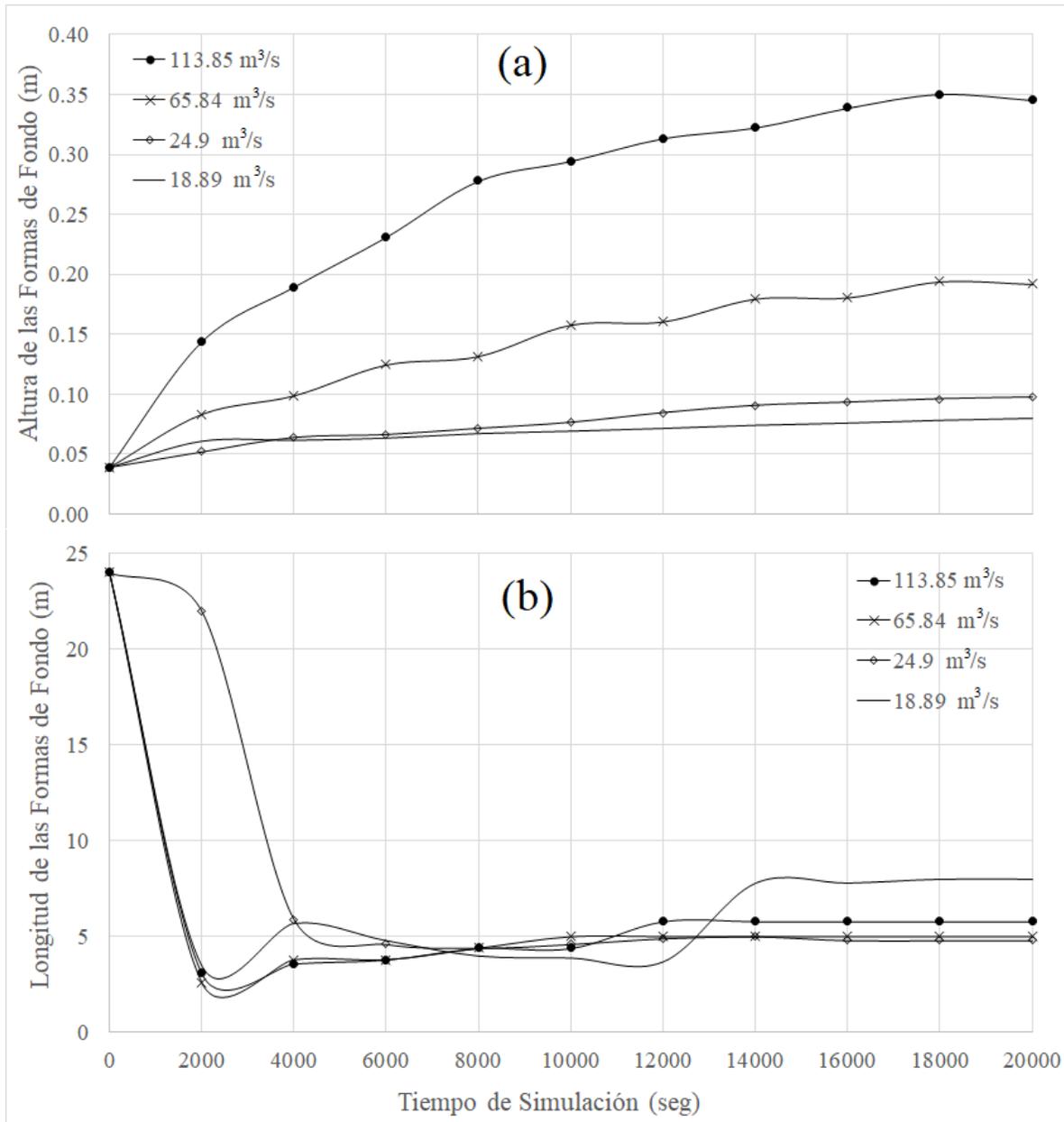


Figura 7. Evolución de la altura (a) y longitud de onda (b) de las formas de fondo simuladas con SSIIM.

De acuerdo con lo presentado en la Figura 7, la geometría de los perfiles longitudinales simulados tienden a un régimen estable a partir del tiempo de 16 000 segundos con dimensiones en el mismo orden conforme aumenta el paso temporal.

Se puede estimar la celeridad de las dunas simuladas vinculando tramos de las señales de formas de fondo en dos pasos de tiempo contiguos, como se presenta en la Figura 8.

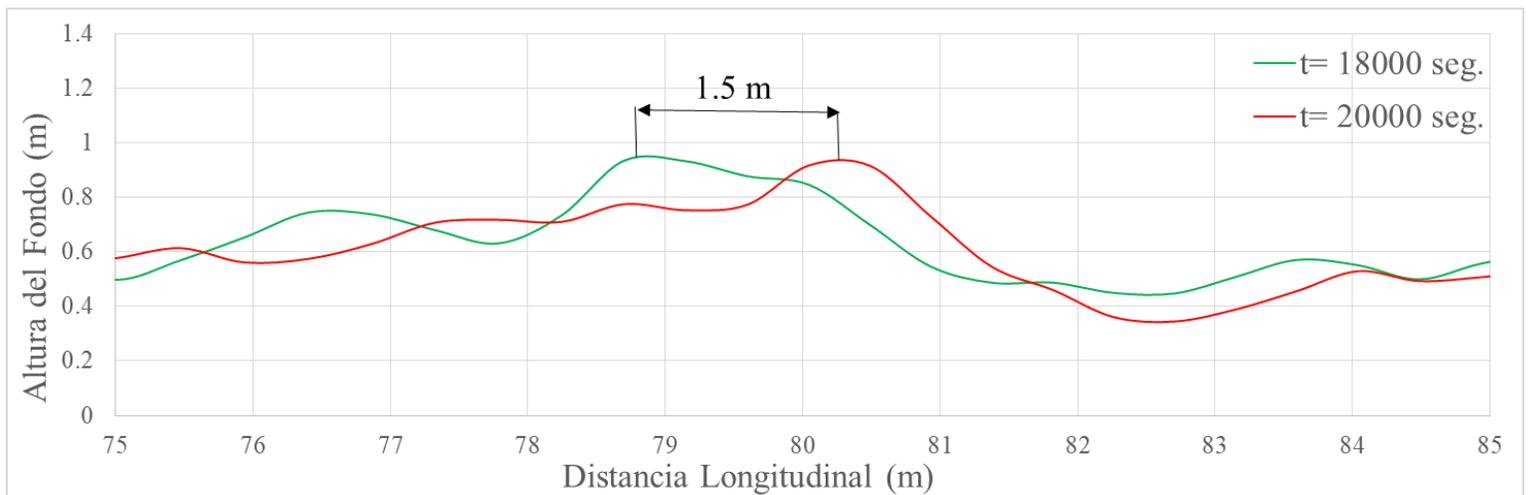


Figura 8. Duna en el corte longitudinal de la morfología fluvial simulada del río Tercero $Q = 113.85 \text{ m}^3/\text{s}$.

La celeridad que corresponde a la duna presentada en la Figura 8 tiene una magnitud de 0.00075 m/s . También mediante la correlación

cruzada de las formas de fondo simuladas en SSIIM para diferentes tiempos se pueden obtener valores de la celeridad promedio de las formas de fondo de acuerdo con lo presentado en la Figura 9 para el evento de $113.85 \text{ m}^3/\text{s}$.

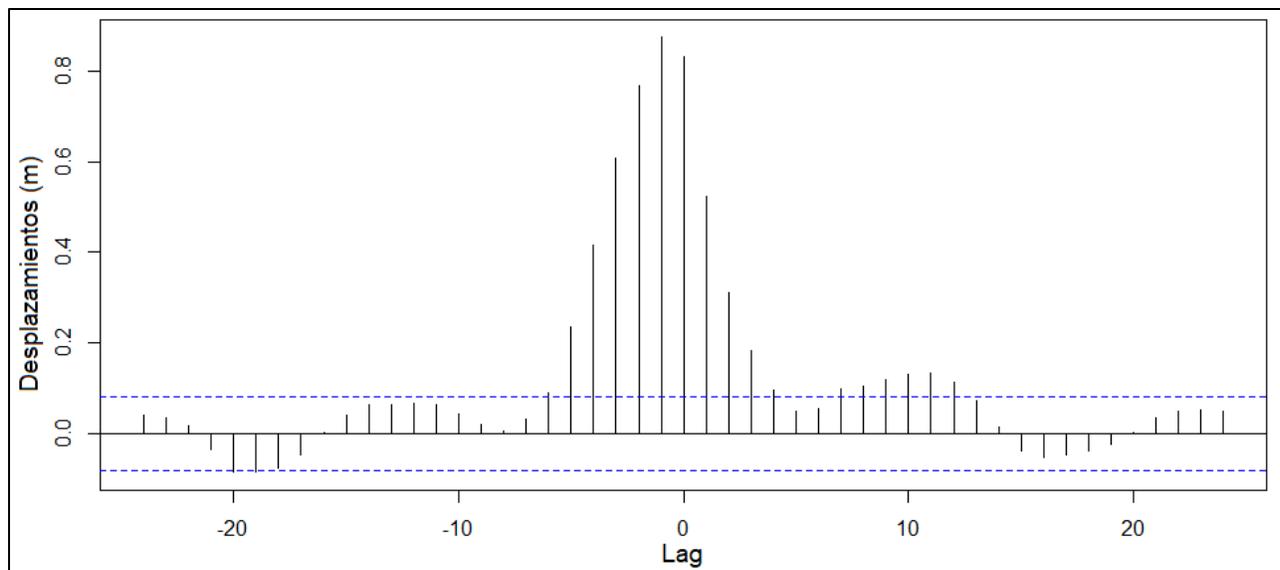


Figura 9. Correlación cruzada de perfiles longitudinales de formas de fondo simuladas en el río Tercero, $Q = 113.85 \text{ m}^3/\text{s}$.

Teniendo en cuenta el paso temporal de 2 000 segundos y los resultados presentados en la Figura 9, para el tramo analizado se estimó una celeridad en el orden de 0.00045 m/s , que está en el rango de formas de fondo de pequeña magnitud según la discretización realizada por Coleman y Melville (1994).

Discusión

La densidad espacial y temporal de los resultados simulados de la morfología fluvial ha permitido plantear como innovación de este trabajo emplear metodologías de análisis espectral con base en la transformada discreta de Fourier y curvas wavelets tipo Morlet para describir las escalas dominantes de las señales de formas de fondo estimadas y analizar la distribución de la geometría del fondo del cauce.

Se han procesado 21 señales unidimensionales de morfología fluvial simuladas en el tramo del río Tercero para el evento de $113.85 \text{ m}^3/\text{s}$, correspondiente al paso temporal de 20 000 segundos y separadas uniformemente a una distancia aproximada de un metro, como se presenta en la Figura 10.

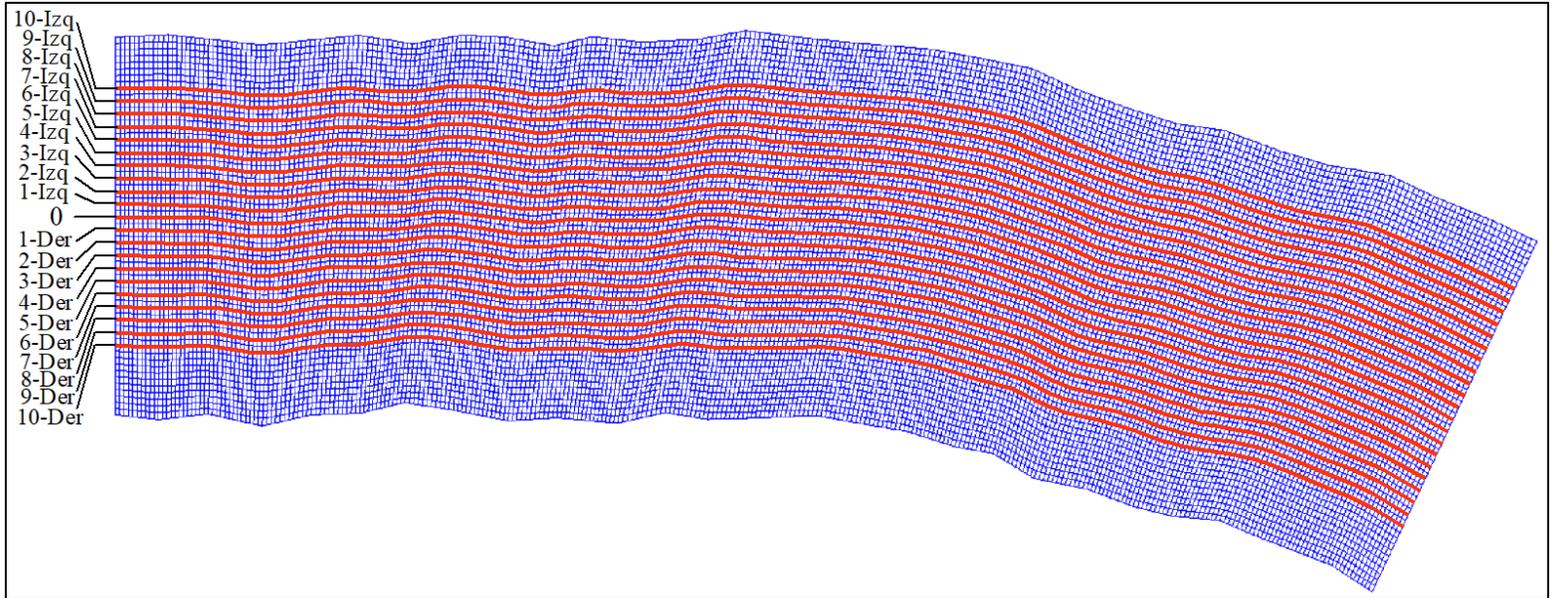


Figura 10. Esquema de las señales unidimensionales de formas de fondo analizadas.

Se puede observar en la Figura 10 que las señales longitudinales de morfología fluvial han sido extraídas en dirección de las líneas de flujo en el tramo del río Tercero simulado. En la Figura 11 se presentan las 21 señales unidimensionales de morfología fluvial simuladas y proyectadas con pendiente nula y media cero para el evento de $113.85 \text{ m}^3/\text{s}$.

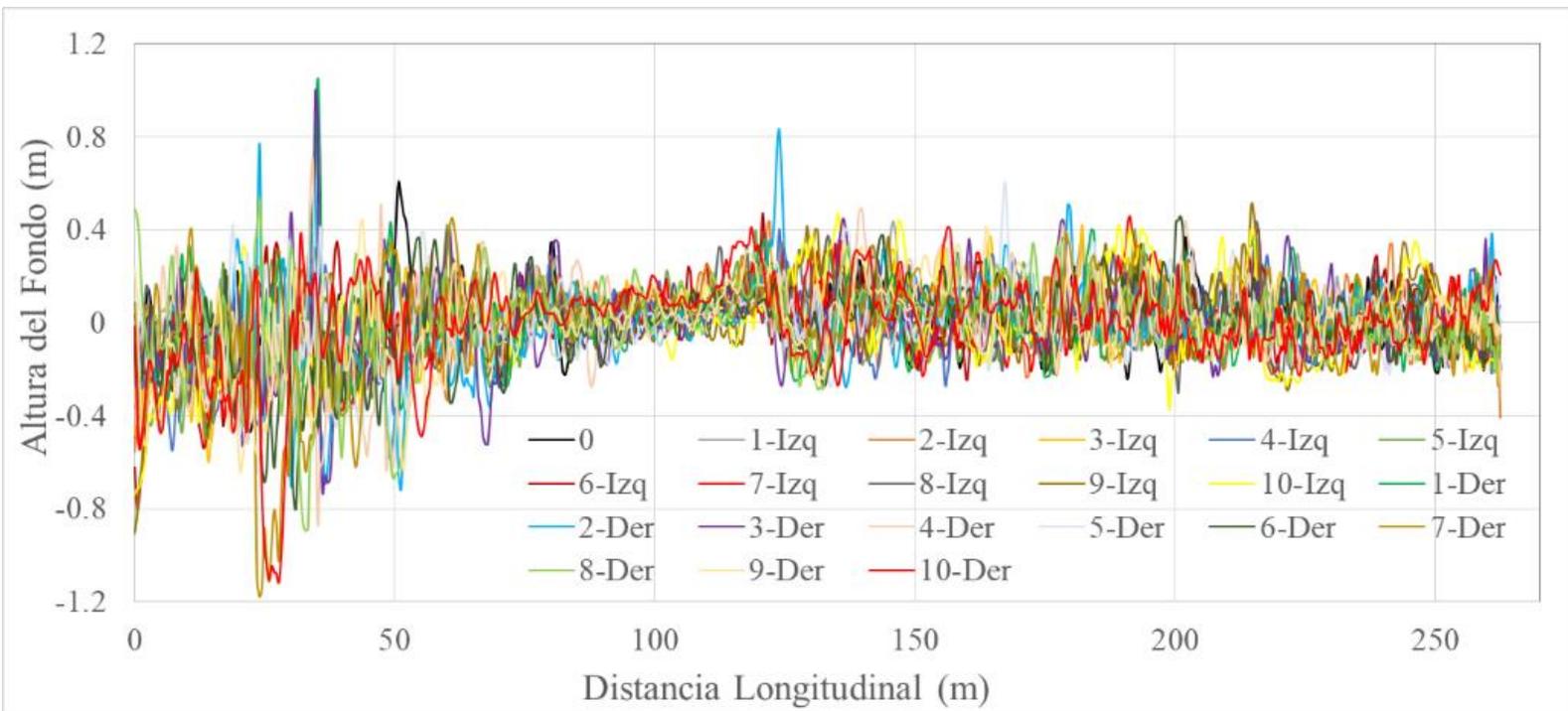


Figura 11. Señales unidimensionales de formas de fondo simuladas en SSIIM, $Q=113.85 \text{ m}^3/\text{s}$.

De la Figura 11 se desprende que las 21 señales analizadas tendrían un orden de magnitud similar respecto a su comportamiento y dimensiones geométricas. En la Figura 12 se presenta el análisis de frecuencias con la transformada discreta de Fourier y con curvas wavelets tipo Morlet realizado sobre la señal "0" de la morfología fluvial (ver Figura 10).

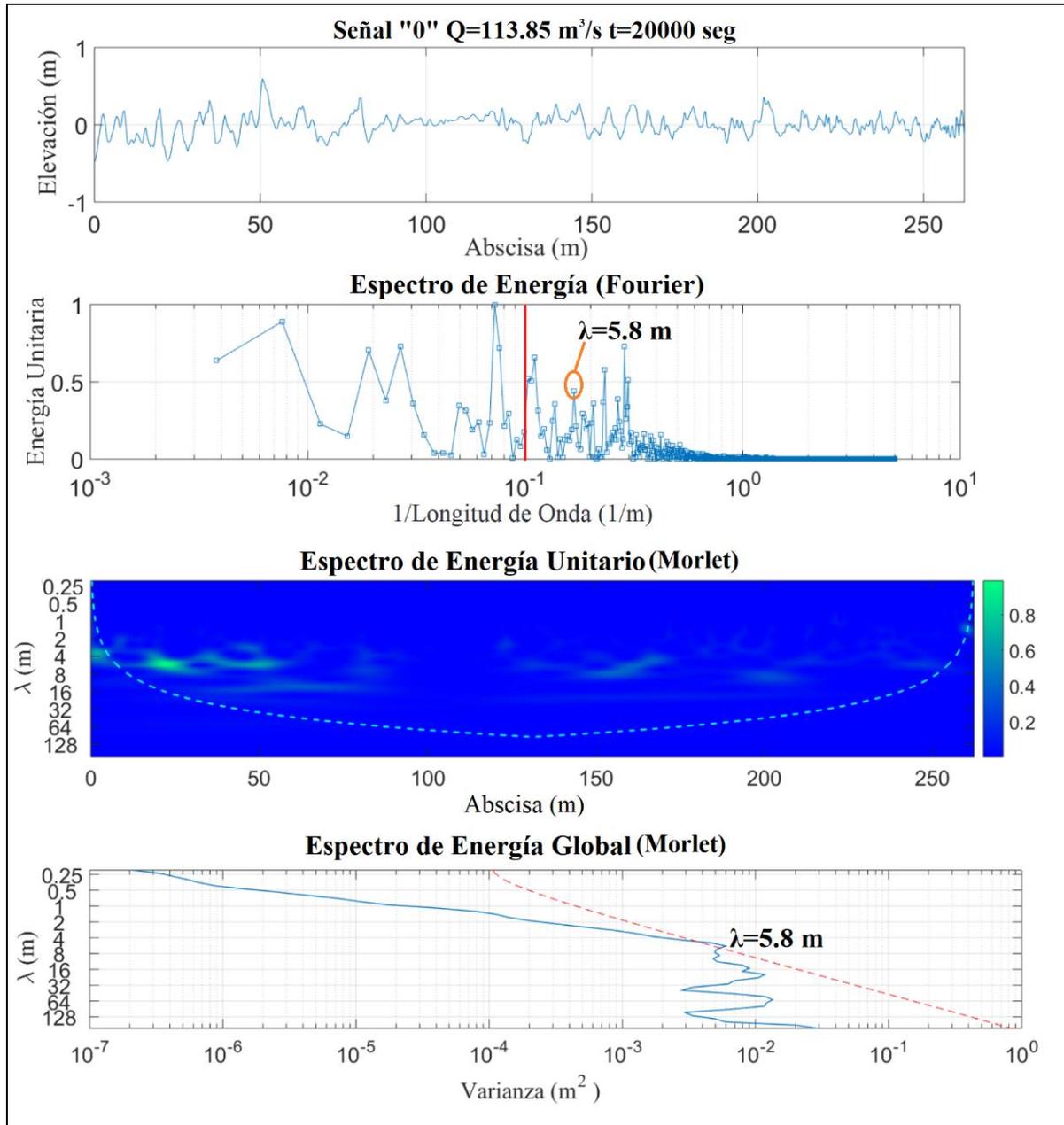


Figura 12. Análisis de frecuencias con la transformada de Fourier y curvas wavelets tipo Morlet, señal "0" $Q = 113.85 \text{ m}^3/\text{s}$.

Como se puede observar en la Figura 12, con el espectro de energía dado por la transformada discreta de Fourier se dificulta observar con claridad las frecuencias dominantes atribuidas a las formas de fondo tipo dunas; esto se debe a la fuga de energía presentada por las dimensiones de baja frecuencia atribuidas a curvaturas longitudinales del río Tercero que no se consideran en el espectro de formas de fondo (a la izquierda de la línea roja sólida) y a la alta variabilidad de frecuencias de las formas de fondo tipo dunas que presentan diferentes dimensiones a lo largo de la señal. Sin embargo, normalizando sobre la varianza el espectro de energía global obtenido con la transformación wavelet con la curva tipo Morlet en cada longitud característica de la señal, se puede obtener el espectro de energía global, donde la línea punteada color rojo representa el intervalo de confianza correspondiente al 80 % de la función wavelet considerada y la longitud dominante se obtiene en el máximo valor sobre el intervalo de confianza considerado.

Se debe analizar si el incremento de la variabilidad de las formas de fondo con respecto al tiempo de simulación se debe a los procesos físicos simulados y no a un ruido ocasionado por errores numéricos, por lo que se plantea un análisis mediante autocorrelación de las señales de formas de fondo correspondientes a los eventos de 113.85, 65.84, 24.90 y 18.89 m³/s para el tiempo final de simulación correspondiente a 20 000 segundos (Figura 13).

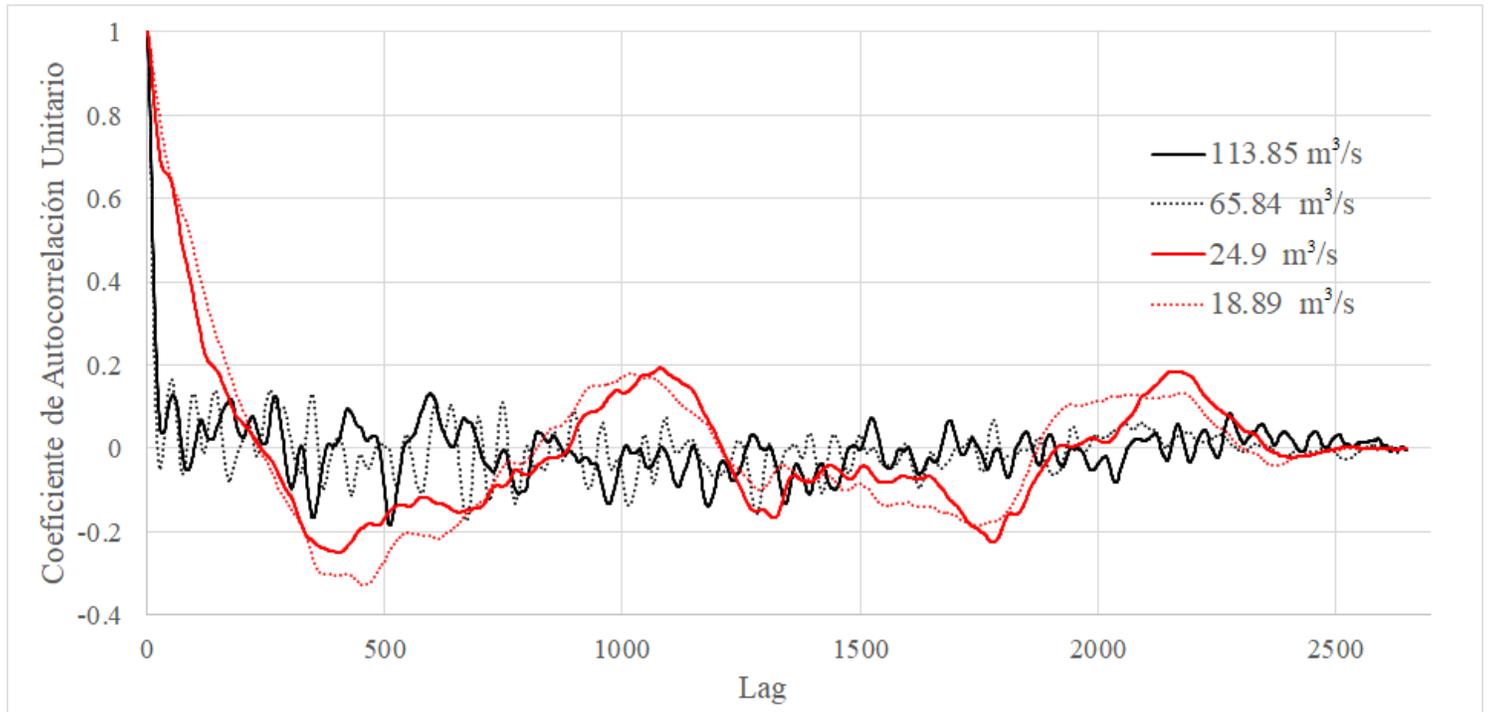


Figura 13. Autocorrelación de perfiles de morfología fluvial simuladas en el río Tercero.

La forma de la distribución del coeficiente de autocorrelación unitario de las señales simuladas de morfología fluvial presentado en la Figura 13 es similar al que se puede obtener en una señal sinodal con procesos aleatorios. La geometría de las formas de fondo encontradas en el flujo del río Tercero aguas abajo del puente Juan Bautista Alberdi corresponde a ondas tipo dunas, que de acuerdo con los procesos estocásticos propios de la turbulencia del flujo darían una distribución de

las formas de fondo similar a la de ondas sinodales con procesos aleatorios.

En la Figura 14 se presentan los resultados de las dimensiones dominantes obtenidas con el análisis de frecuencias de las 21 señales consideradas.

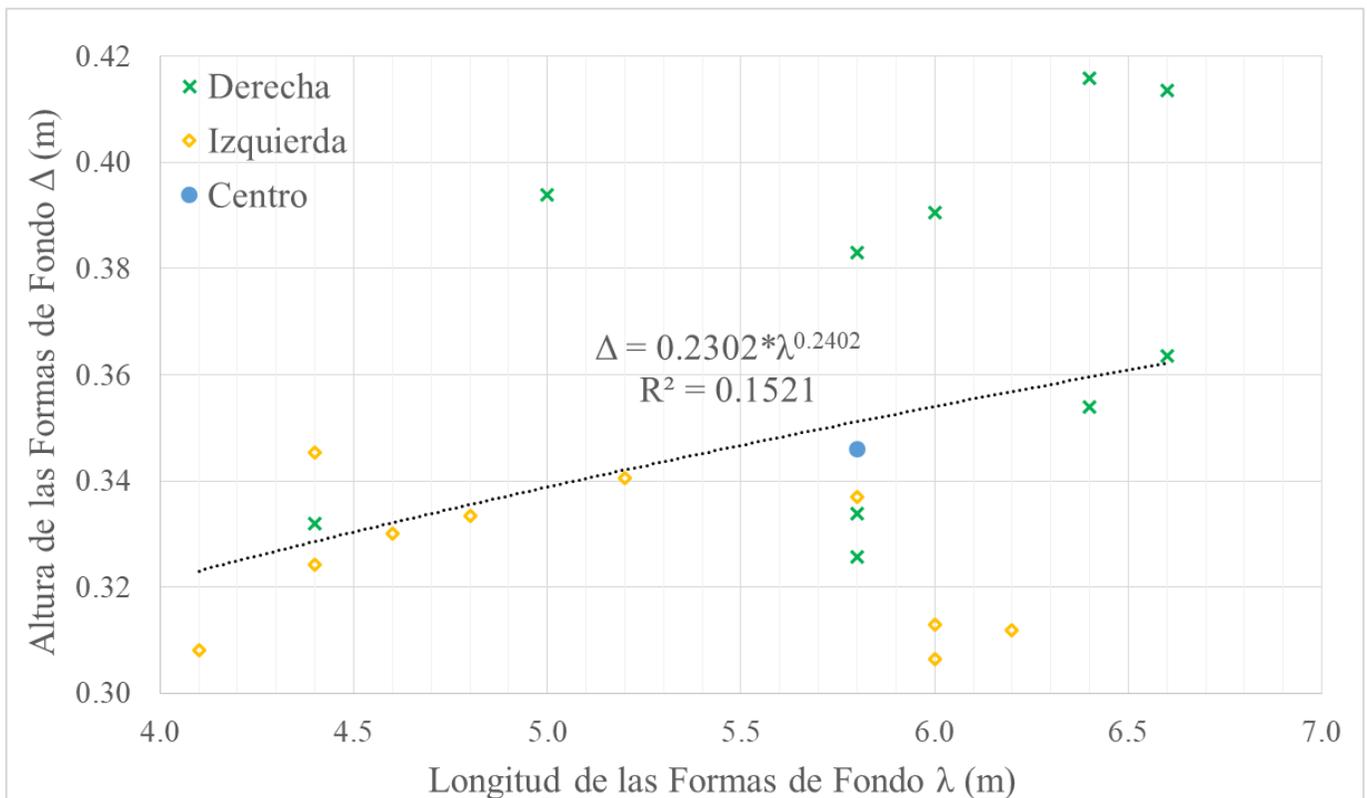


Figura 14. Resultados de las dimensiones dominantes obtenidas con el análisis de frecuencias de las señales simuladas, $Q = 113.85 \text{ m}^3/\text{s}$.

La Figura 14 muestra que las formas de fondo con mayor magnitud se forman en el lado derecho, lo que es consistente con la pequeña curvatura del tramo analizado (ver Figura 10). También en la Figura 14 se puede observar que las variables geométricas de las formas de fondo tipo dunas, a pesar de tener el mismo orden de magnitud, tienen una dispersión importante con un coeficiente de correlación cuadrático R^2 menor a 0.2, lo que representa una alta variabilidad espacial de las formas de fondo en el tramo analizado.

El promedio de la altura Δ de las formas de fondo en el tramo del río Tercero para el evento de $113.85 \text{ m}^3/\text{s}$ es de 35 centímetros, y se observa una banda de periodos o longitudes dominantes de entre 4 a 7 metros, aproximadamente.

Se ha planteado como una cuestión interesante analizar la distribución bidimensional de las frecuencias dominantes de la geometría de las formas de fondo simuladas con base en los resultados obtenidos con la función wavelet tipo Morlet. En la Figura 15 se presentan los diagramas de Hovmöller para las bandas de longitud de onda de entre 1 a 10 metros.

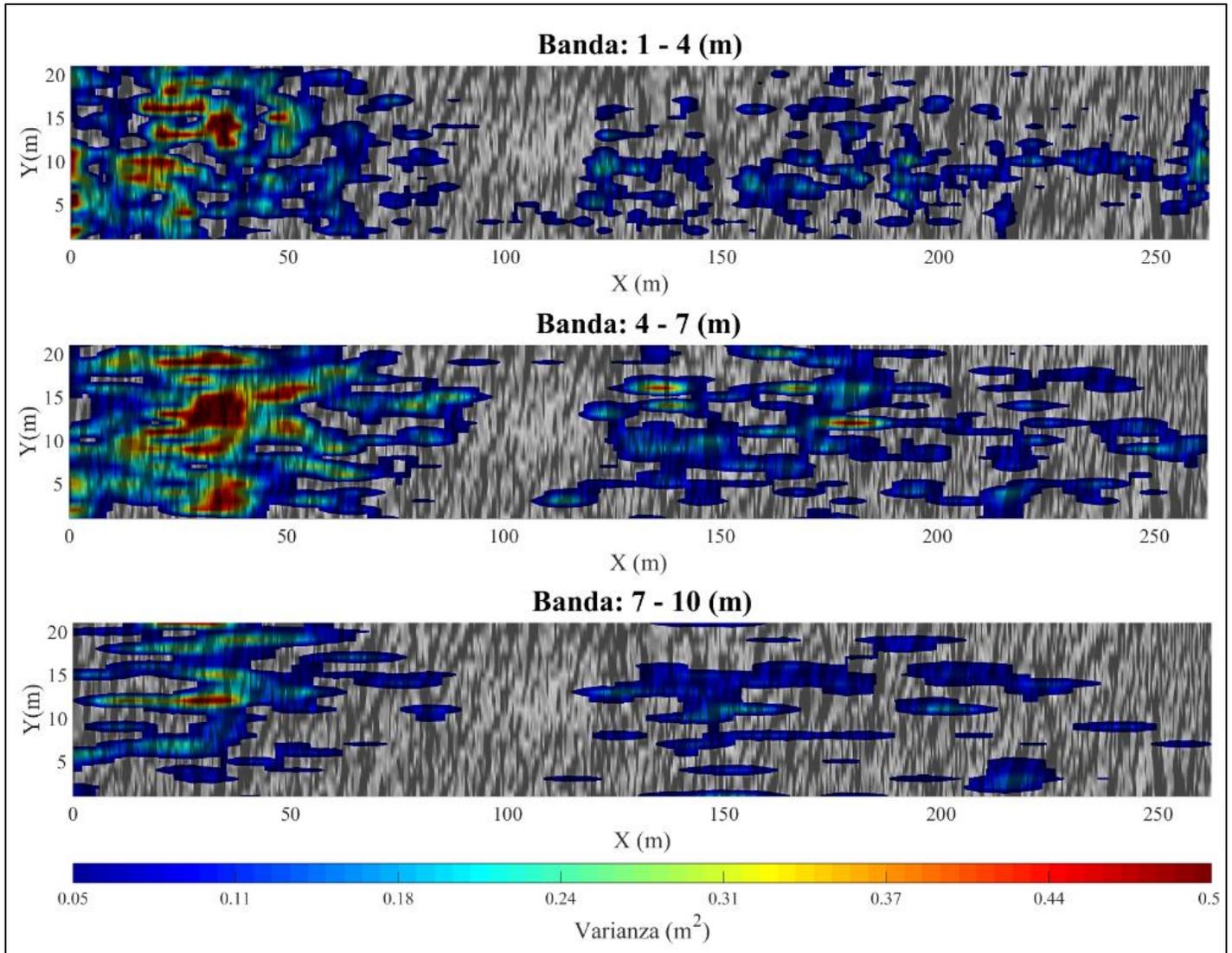


Figura 15. Diagramas de Hovmöller de formas de fondo de las señales simuladas, $Q = 113.85 \text{ m}^3/\text{s}$.

De la Figura 15 se puede inferir que la mayor variabilidad en las dimensiones de las formas de fondo ocurre antes de los 80 metros de longitud; ésta sería la parte en que los procesos tridimensionales serían relevantes respecto a todo el tramo de 270 metros simulados.

También analizando la Figura 15 se puede observar que alrededor de la abscisa de 100 metros se observa que los resultados de las dimensiones de formas de fondo simuladas son de menor magnitud, comparables con formas de fondo tipo rizos y de magnitud diferente a las formas de fondo tipo dunas que se presentan simuladas en los otros tramos. A partir de la abscisa 120, las dimensiones de formas de fondo simuladas tendrían una longitud de onda dominante de entre 4 y 7 metros, que pertenece al orden de las formas de fondo tipo dunas simuladas en los primeros 80 metros, pero con menor variabilidad.

Conclusiones

Se aplicaron metodologías numéricas y experimentales para el análisis de la estimación del transporte de sedimentos y predicción de la morfología fluvial en cauces naturales de aguas poco profundas ubicados en áreas de

planicie, como lo es el río Tercero en su paso por la ciudad de Villa María, en la provincia de Córdoba, Argentina.

Con base en el análisis de frecuencias dominantes de las señales de morfología fluvial simuladas en el flujo del río Tercero, aplicando la transformada discreta de Fourier y las funciones wavelets tipo Morlet, se obtuvieron alturas promedio de las formas de fondo tipo dunas del orden de 35 cm, así como bandas de longitud de onda dominantes de 4 a 7 metros.

Se observó que las formas de fondo con mayor magnitud se han desarrollado en el lado derecho del cauce, cuestión que es consistente con la curvatura longitudinal que se presenta en el tramo analizado.

Mediante un análisis bidimensional con diagramas de Hovmöller se identificó un alto nivel de variabilidad en la distribución espacial de la geometría de las formas de fondo, y se comprobó que los procesos con mayor variabilidad ocurrirán sobre todo en los primeros 80 metros del tramo analizado.

Se recomienda que las técnicas de medición en cauces de aguas poco profundas también tomen en cuenta la variabilidad de los procesos que podrían ocurrir cerca del fondo, en especial cuando se tiene como objetivo caracterizar variables de flujo vinculadas con el transporte de sedimentos y la evolución de la morfología en un cauce natural (p. ej., socavación o deposición sobre estructuras).

Agradecimientos

Se agradece el financiamiento dado por la Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional de Córdoba (SECyT) y la Secretaría de Educación Superior, Ciencia, Tecnología e Innovación de la República de Ecuador (SENESCYT) para llevar a cabo esta investigación. Se agradece al grupo de investigación del Centro de Tecnologías del Agua (CETA) por todo el apoyo brindado.

Referencias

- Bendat, J. S., & Piersol, A. G. (2010). *Random Data: Analysis and Measurement Procedures* (4th ed.). Hoboken, USA: John Wiley & Sons, Inc.
- Catano-Lopera, Y., Abad, J. D., & Garcia, M. H. (2009). Characterization of bedform morphology generated under combined flows and currents using wavelet analysis. *Ocean Engineering*, 36, 617-632.
- Coleman, S. E., & Melville, B. W. (1994). Bed-form development. *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, 120(4), 544-560.
- Edwards, T. K., & Glysson, D. G. (1999). Applications of Hydraulics. Field Methods for Measurement of Fluvial Sediment, Book 3, Chapter C2. In: *Techniques of water-resources investigations of the U.S. Geological Survey* (pp. 89). Virginia, USA: U.S. Geological Survey.

- Einstein, H. A. (1950). *The bedload function for bedload transportation in open channel flows*. USA: USDA Soil Conservation Service.
- Engelund, F., & Fredsøe, J. (1976). A sediment transport model for straight alluvial channels. *Nordic Hydrology*, 7, 293-306.
- García, M. H. (2008). *Sediment transport and morphodynamics. Manuals and Reports on Engineering Practice, chapter 2 (No. 110)*. Reston, USA: American Society of Civil Engineers (ASCE).
- García, M. H., & Niño, Y. (2003). *Flow and transport equations in surface waters. Annotations of CEE 498 Environmental Hydrodynamics. Spring Sem.* Champaign, USA: University of Illinois Urbana-Champaign.
- Gutierrez, R. R., Abad, J. D., Parsons, D. R., & Best, J. L. (2013). Discrimination of bed form scales using robust spline filters and wavelet transforms: methods and application to synthetic signals and bed forms of the Paraná river, Argentina. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118(3), 1400-1418.
- Gutierrez, R. R., Mallma, J. A., Nuñez-Gonzalez, F., Link, O., & Abad, J. D. (2018). Bedforms-ATM, an open-source software to analyze the scale-based hierarchies and dimensionality of natural bed forms. *SoftwareX*, 7, 184-189, Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.softx.2018.06.001>

- Guy, H. P., Simons, D. B., & Richardson, E. V. (1966). *Summary of alluvial channel data from flume experiments* (Professional Paper 462-I). Washington, DC, USA: U.S. Geological Survey.
- Heredia, A. I. (2017). *Caracterización del transporte de sedimentos en un tramo del río Tercero (Ctalamochita) utilizando tecnología acústica Doppler* (tesis de maestría). Universidad Nacional de Córdoba, Argentina.
- Meyer-Peter, E., & Müller, R. (1948). *Formulas for bedload transport*. 2nd IAHR World Congress, Stockholm, Sweden.
- Olsen, N. R. B. (2012). *Numerical modelling and hydraulics*. Trondheim, Norway: Department of Hydraulic and Environmental Engineering, Norwegian University of Science and Technology.
- Olsen, N. R. B. (2014). *A three-dimensional numerical model for simulation of sediment movements in water intakes with multiblock option. User's manual*. Trondheim, Norway: Department of Hydraulic and Environmental Engineering, Norwegian University of Science and Technology.
- Singh, A., Lanzoni, S., Wilcock, P. R., & Foufoula-Georgiou, E. (2011). Multiscale statistical characterization of migrating bed forms in gravel and sand bed rivers. *Water Resources Research*, 47, W12526.

- Smith, S. W. (1999). *The scientist and engineer's guide to digital signal processing* (2nd ed.). San Diego, USA: California Technical Publishing.
- Patankar, S. V. (1980). *Numerical Heat Transfer and Fluid Flow*. Series in Computational and Physical Processes in Mechanics and Thermal Sciences. Washington, DC, USA: Hemisphere Publishing Corporation,
- Van Rijn, L. (1984). Sediment transport part I: Bed load transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110(10), 1431-1456.
- Wong, M., & Parker, G. (2006). *Flume experiments with tracer stones under bedload transport. River, coastal, and estuarine morphodynamics*. London, UK: Taylor & Francis Group.

DOI: 10.24850/j-tyca-14-01-08

Notas

Estimación de la recarga potencial por infiltración en la zona norte de Loreto, Baja California Sur, México

Assessment of the potential recharge by infiltration in the northern zone of Loreto, Baja California Sur, Mexico

Mario Verdugo¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4070-1018>

Oscar Arizpe², ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-2155-2678>

¹Universidad Autónoma de Baja California Sur, La Paz, México, mverdugo_15@alu.uabcs.mx

²Universidad Autónoma de Baja California Sur, La Paz, México, oarizpe@uabcs.mx

Autor para correspondencia: Mario Daniel Verdugo, mverdugo_15@alu.uabcs.mx



Resumen

En este estudio se realiza una estimación de la recarga potencial por infiltración de lluvia en la zona norte de Loreto en el estado de Baja California Sur, México, donde se incluyen las cuenca de Gombedor, Loreto y San Bruno; ello, en respuesta a la escasa información en el área y la urgencia que representa la presión sobre los recursos hídricos. A partir de datos de precipitación y temperatura de las estaciones climáticas cercanas al municipio de Loreto se realizaron modelos de precipitación y temperatura mediante el método de interpolación Kriging; con estos modelos se calcularon la evapotranspiración, el escurrimiento y finalmente la infiltración potencial. Los resultados obtenidos fueron de $5.37 \text{ Mm}^3 \text{ año}^{-1}$ para la cuenca de Gombedor, $13.37 \text{ Mm}^3 \text{ año}^{-1}$ en la cuenca de San Bruno y $7.62 \text{ Mm}^3 \text{ año}^{-1}$ en el norte de Loreto. En la cuenca San Bruno se encuentran los pozos de extracción que surten a la ciudad de Loreto, aquí se estimó una recarga potencial de $1.97 \text{ Mm}^3 \text{ año}^{-1}$ con una precipitación media anual de 207 mm. La infiltración por la lluvia es una de las fuentes más importantes de recarga de los acuíferos, junto con los flujos subterráneos, y la recarga artificial o inducida. El modelo hidrogeológico conceptual permite abordar más fácilmente la situación de la cuenca para elaborar estrategias de manejo. Este tipo de modelos puede resultar eficiente donde no hay aguas superficiales, ya que brinda un buen pronóstico para zonas con pocos datos o que son difícil acceso mediante el uso de técnicas de sistemas de información geográfica y geoestadísticas.

Palabras clave: recarga natural, modelado de variables climáticas, interpolación, Kriging, balance hídrico, Loreto.

Abstract

This study assesses an estimate of the potential rainfall infiltration in the northern area of Loreto in the state of Baja California Sur, Mexico. The basins of Gombedor, Loreto, and San Bruno are included. The analysis is based on precipitation and temperature data from the climatic stations near the municipality of Loreto. This study is in response to the scarcity within the matter and the urgency that the pressure on water resources represents to the region. Precipitation and temperature models were estimated using the Kriging interpolation method. The evapotranspiration, runoff, and potential infiltration were calculated from these models. The results obtained were 5.37 Mm³ year⁻¹ for the Gombedor basin, 13.37 Mm³ year⁻¹ in the San Bruno basin, and 7.62 Mm³ year⁻¹ north of Loreto. The San Bruno basin is where the extraction wells that supply the city of Loreto are located. In the San Bruno basin, a potential recharge of 1.97 Mm³ year⁻¹ was estimated with an average annual rainfall of 207 mm. Rainfall infiltration is one of the most important sources of aquifer recharge, in addition to groundwater flows and induced recharge. The hydrogeological model allows for addressing the situation of the basin to develop management strategies. These models can be efficient in regions without surface waters and readily available information. Moreover, hydrogeological models provide a good forecast

for the Loreto region since the data are insufficient. The results for the variables show the potential of the methods based on techniques of Geographical Information Systems and geostatistics.

Keywords: Natural recharge, modeling of climatic variables, interpolation, kriging, water balance, Loreto.

Recibido: 13/01/2021

Aceptado: 11/09/2021

Introducción

El agua es un recurso esencial para todo ser vivo, se encuentra en todos los aspectos naturales y humanos, a pesar de su importancia es de cantidad limitada en zonas áridas, donde la principal fuente de abastecimiento es el agua subterránea almacenada en los acuíferos. La escasez de agua es la condición en la cual la demanda de este recurso no puede ser satisfecha, en zonas áridas existe una gran presión para proveer las necesidades de la población llevando a la sobreexplotación de

los acuíferos (Water UN, 2012; WWAP, 2019). La sobreexplotación es un evento que ocurre en la mayoría de los acuíferos del estado de Baja California Sur (BCS) y muchos de ellos se encuentran en estado crítico (García-Gastelum *et al.*, 2013). Como fuente principal de agua para el consumo humano es importante realizar un buen manejo del recurso, lo anterior se puede lograr mediante la cuantificación del agua subterránea y su recarga. En cuanto a la recarga natural del agua subterránea, este es el proceso mediante el cual el agua superficial proveniente de la lluvia se infiltra a través del suelo hasta los acuíferos (Bureau of Reclamation & U.S. Department of the Interior, 1981). Otros procesos pueden aportar en la recarga debido a las acciones humanas ya sea directas e indirectas, como el riego agrícola, sistemas de distribución de agua potable, presas, diques o bordos (Ordoñez-Gálvez, 2011).

Existen distintos métodos para estimar la recarga de un acuífero, algunos se basan en datos de la zona saturada y otros en datos de la zona no saturada y aguas superficiales. Los primeros generalmente proveen estimados más confiables porque calculan la recarga real, sin embargo, requieren una mayor cantidad de datos los cuales no están disponibles en la mayoría de los casos. Los métodos con datos de aguas superficiales o de la zona no saturada estiman la recarga potencial y resultan ser más imprecisos, se basan en datos de la superficie como precipitación, temperatura, escurrimiento y evapotranspiración (Scanlon, Healy, & Cook, 2002). Es posible realizar el cálculo del balance hidrológico mediante ecuaciones o relaciones empíricas ya establecidas en diferentes

cuencas y mediante la modelación de estas variables (Hakala, Addor, & Seibert, 2018; Machekposhti, Sedghi, Telvari, & Babazadeh, 2018; Peñadía, 2019; Martínez-Austria, Vargas Hidalgo, & Patiño-Gómez, 2019; Velázquez-Zapata & Troin, 2020). De la misma forma, existen algunos trabajos de estimación empírica para cuencas en el estado de BCS (Cruz-Falcón *et al.*, 2013; Antonio, Martínez, Brandebourger, Mora, & Mahlknecht, 2017).

En el manejo eficiente del agua subterránea la cuantificación de la recarga natural es un requisito fundamental. La infiltración por la lluvia es una de las fuentes más importantes de recarga de los acuíferos. En el área norte de Loreto se encuentran los acuíferos de Gombedor, San Juan Londó y Loreto. El acuífero de San Juan Londó es la mayor fuente de agua potable para la ciudad de Loreto, la cual ha pasado a doblar su población en solo 15 años llegando a poco más de 20,000 habitantes actualmente (Steinitz *et al.*, 2005; Gobierno de Baja California Sur, 2020). La población local depende principalmente del turismo, conjuntamente de que se encuentra el Área Natural Protegida (ANP) del Parque Nacional Bahía de Loreto, por lo que se encuentra bajo una gran presión por el desarrollo económico (DOF, 1996). Desde hace varios años se conoce que el acuífero de San Juan Londó se encuentra en déficit, aunado a la evidencia de que presenta intrusión salina (Wurl, Rodríguez, Cassassuce, Gutiérrez, & Velázquez, 2013). De acuerdo con el reporte de Conagua, el acuífero de Loreto se encuentra también en déficit, aunque en este acuífero el volumen de extracción es menor (Conagua, 2018a). En el

presente trabajo se estima la recarga potencial, y aunque estas estimaciones pueden considerarse imprecisas, la información disponible en esta zona es escasa e incompleta. A falta de información o estudios, el desarrollo de modelos para estimar las variables hidrológicas se presenta como una gran alternativa. El objetivo de este trabajo ha sido presentar un método para calcular la recarga potencial por infiltración del agua de lluvia en el área del norte de Loreto en el estado de BCS, mediante el modelado de las variables de precipitación y temperatura, evapotranspiración y escurrimiento. Con la infiltración se realizó la estimación del balance hídrico con el método indirecto o de residuales, el cual ofrece una gran flexibilidad en su aplicación. La mayor limitación la aproximación del método indirecto, es que la estimación de la recarga depende de la exactitud con la que se calculan los demás componentes como la precipitación, temperatura, evapotranspiración y escurrimiento (Scanlon *et al.*, 2002).

Materiales y métodos

Área de estudio

El área de estudio se ubica en la parte centro-oriental de la península de Baja California en el municipio de Loreto, México. Se encuentra en la Cuenca de A. Frijol-A. San Bruno dentro de la Región Hidrológica RH06 BCS (La Paz). El área de estudio tiene una extensión total de 1 299 km² y presenta una orientación de escurrimientos de este a oeste. Debido al clima desértico y la poca precipitación, los principales escurrimientos de la región son de régimen intermitente y no existen ríos que tengan flujos de forma permanente, por lo que los arroyos intermitentes y efímeros como descarga principal son originados en la Sierra de la Giganta y desembocan en el Golfo de California (INEGI, 2010). El área de estudio incluye las cuencas de San Bruno (647.5 km²), Gombedor (296.6 km²) y norte de Loreto (355 km²), como se observa en la Figura 1. En la región de estudio se encuentra el valle de San Juan B. Londó (subcuenca San Bruno), donde se realiza la extracción del agua potable que provee a la ciudad de Loreto, y en menor proporción se da la extracción para uso

agrícola (Conagua, 2018b). Frente a estas cuencas y sobre el Golfo de California, la bahía de Loreto presenta una gran biodiversidad e importancia comercial de muchas especies marinas, lo que llevaron al decreto como Área Natural Protegida (ANP) en 1996 (DOF, 1996). Con el decreto del ANP, el turismo se convirtió en la actividad económica más importante para la zona (Gobierno del Estado de Baja California Sur, 2020), lo que supone una gran presión para los recursos hídricos de la región.

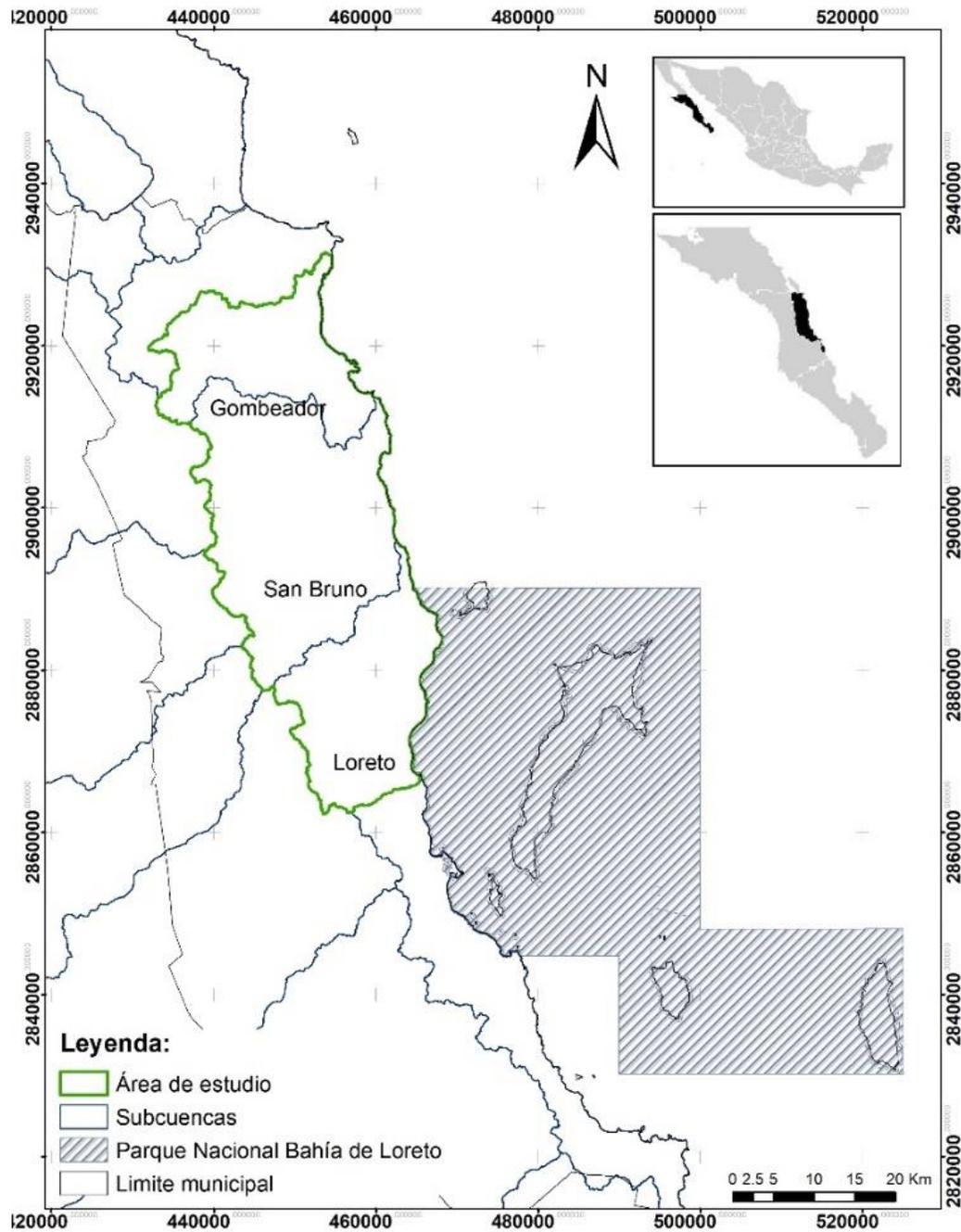


Figura 1. Localización del área de estudio.

Datos y análisis de las variables climatológicas

Se utilizaron los datos de las estaciones climáticas pertenecientes a la Red de Monitoreo Meteorológico de la Comisión Nacional del Agua (Conagua) en el estado de BCS. Las estaciones climáticas son las siguientes: Comondú, La Poza Honda, La Purísima, Loreto, San Javier, San Juan Londó, San Ignacio de los Romero, Huatamote, La Poza de León, San Nicolás, San Antonio Norte, Ligüi, San Lucas Norte y Guajademi (Tabla 1). En la Figura 2 se observa la distribución espacial de las estaciones climáticas. Se utilizó la climatología diaria de los registros históricos de precipitación y temperatura del periodo 1986-2016 de las estaciones climatológicas (Conagua, 2020). Se promediaron los datos diarios de precipitación y posteriormente se sumaron para obtener la precipitación total anual para cada año de la serie de 30 años; a este resultado se le realizaron las pruebas exploratorias de datos que se describen a continuación.

Tabla 1. Localización de las estaciones climáticas.

| Estación | Nombre | Coordenada | | Altura (msnm) |
|----------|----------------------------|------------|-----------|------------------|
| | | X UTM | Y UTM | |
| 3008 | Comondú | 417475 | 2882401.2 | 300 |
| 3028 | La Poza Honda | 447744.3 | 2805809.4 | 20 |
| 3029 | La Purísima | 392299 | 2896275.4 | 95 |
| 3035 | Loreto | 465676.7 | 2877057.8 | 20 |
| 3054 | San Javier | 445455.2 | 2860879.9 | 200 |
| 3099 | San Juan Londó | 452553.7 | 2900688.5 | 40 |
| 3105 | San Ignacio de los Romeros | 435697.3 | 2830158.6 | 140 |
| 3108 | Huatamote | 466249.9 | 2831120.3 | 342 |
| 3109 | La Poza de León | 482674.7 | 2805099 | 360 |
| 3129 | San Nicolás | 445292.1 | 2935970.3 | 15 |
| 3133 | San Antonio Norte | 454419.3 | 2891489.5 | 100 |
| 3138 | Ligüi | 472978.7 | 2846331.7 | 10 |
| 3141 | San Lucas Norte | 425088.3 | 2833137.7 | 200 |

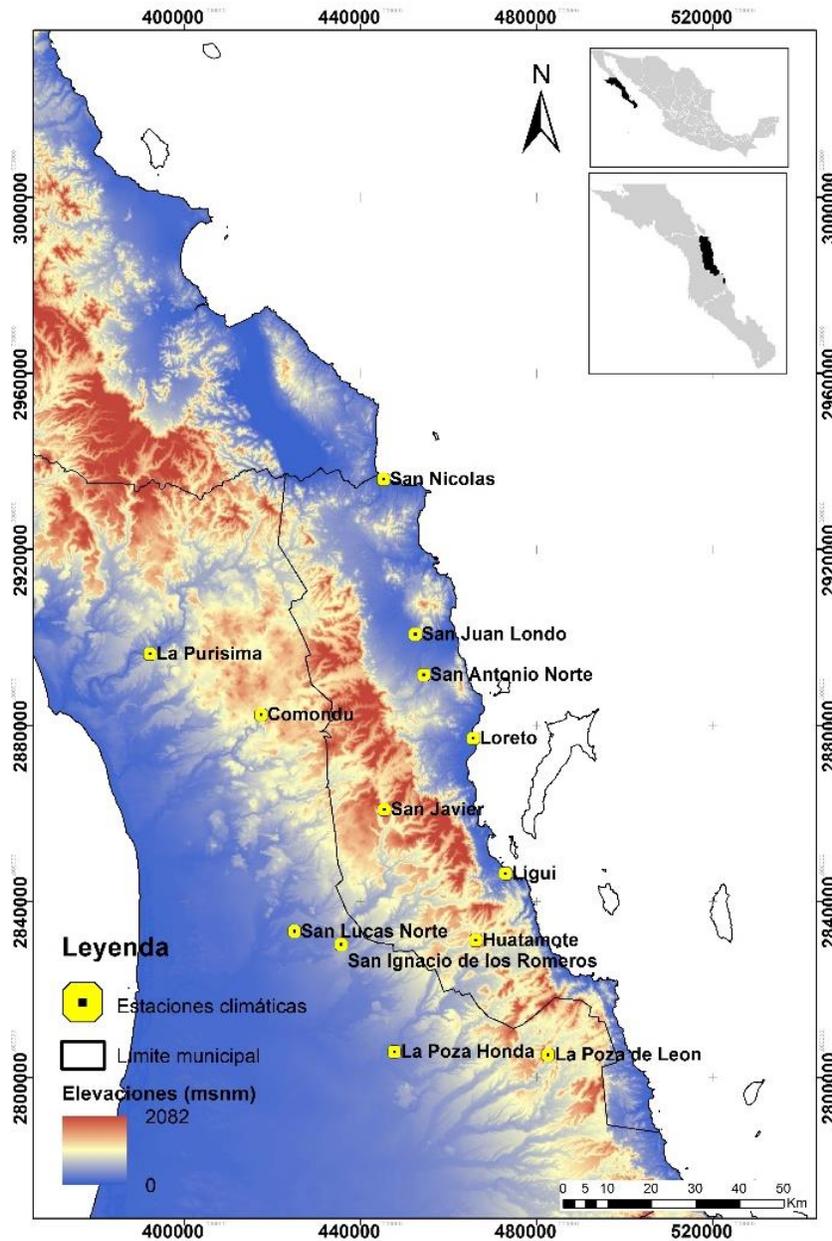


Figura 2. Mapa de distribución espacial de las estaciones climáticas en el área de estudio.

Consistencia y homogeneidad de los datos

Para el cálculo de la recarga de las cuencas (A. San Bruno, A. Gombedor y norte de Loreto), en el área de estudio se realizó un análisis exploratorio de los datos, pues la información obtenida de las estaciones pluviométricas puede presentar algunos errores como del tipo de transcripción o errores de impresión de datos, algunos más pueden ser errores sistemáticos como de observación o instrumentos deficientes; otros errores que se pueden presentar serían como la falta de datos, sin embargo, se pueden completar utilizando distintos métodos matemáticos. En la Tabla 2 se muestra el procedimiento de validación y estimación de datos faltantes de la información climatológica de acuerdo con lo propuesto por Antonio *et al.* (2017), y Oliva, Gaytán y González (2017).

Tabla 2. Pruebas estadísticas realizadas para el análisis exploratorio y estimación de datos faltantes para las variables de precipitación y temperatura del periodo 1986-2016.

| Datos | Validación/consistencia y homogeneidad | Estimación de datos faltantes |
|----------------------|---|--|
| Precipitación | Valores atípicos | Correlación Pearson |
| | Independencia de Anderson (autocorrelación) | Estadístico Z |
| | Inconsistencia (t de Student) | Eficiencia estadística |
| | | |
| | | Regresión lineal |
| Temperatura | Valores atípicos | Normalidad |
| | Independencia de Anderson (autocorrelación) | Proporción normal (utilizando tres estaciones) |

Se hizo una prueba de valores atípicos con el propósito de identificar la existencia de datos extremos que se consideran atípicos en las series de precipitación. Para ello se utilizó el *software* Minitab 17 (Minitab Inc., 2016). Con esta prueba, al no detectar datos atípicos, se puede considerar que todos los valores de la muestra provienen de una población normalmente distribuida. Se realizó también la prueba t de Student para dos muestras, que permite comprobar la igualdad de las medias de cada muestra. La prueba t de Student es poderosa para detectar la inconsistencia en la media, además de ser un test robusto, el cual es insensible a la forma de la distribución de probabilidades de la serie. Debido a lo anterior se recomienda aplicar la prueba para verificar antes y después del llenado de los datos para garantizar una serie consistente (Antonio *et al.*, 2017). Para llevar a cabo lo anterior se tomaron las series de datos de precipitación de cada estación; se dividieron en dos bloques para comparar las medias de cada bloque y obtener el estadístico $t > T$ (T = estadístico de la distribución) para cada caso, y se concluye si cada una de las series es homogénea. De igual manera se realizó la prueba de independencia de Anderson mediante la autocorrelación serial; con esta prueba se garantiza que la serie está compuesta de variables aleatorias. La autocorrelación se define como la relación mutua existente entre valores de una serie de tiempo en diferentes periodos y describe lo que tiende a sucederle a un valor si se da un cambio en el otro (Chereque, 1989). La autocorrelación mide la relación lineal entre las observaciones de una serie de datos Y_t , distanciados de un lapso k . A este lapso k se le

conoce como retardo o retraso; tal retardo denota el periodo de tiempo entre los valores de la serie, para el cual se mide el tipo y grado de correlación de la variable considerada (Antonio *et al.*, 2017). Se construye un intervalo o límites de significancia mediante el error típico; esta prueba se realizó en el *software* Minitab 17 (Minitab Inc., 2016).

Estimación de datos faltantes

Se completaron los datos faltantes de precipitación para los promedios anuales por estación mediante el método de regresión lineal. Este método es uno de los más utilizados y en general de los que mejores resultados arroja (Oliva *et al.*, 2017). Se basa en la estimación de datos para una estación de estudio que se quiere completar con otra estación cercana que contenga más valores; para ello primero se estableció la correlación entre las dos estaciones mediante la correlación de Pearson. Al obtener un coeficiente de correlación con base en una muestra relativamente pequeña se hizo una prueba para investigar si este valor puede ser igual a cero ($\rho = 0$) mediante la estimación de un estadístico (Z) con la Ecuación (1) (Oliva *et al.*, 2017):

$$Z = \frac{\sqrt{n-3}}{2} \operatorname{Ln} \left(\frac{1+r}{1-r} \right) \quad (1)$$

El valor Z se calcula utilizando el coeficiente de correlación r y el número de datos n . El valor Z obtenido para cada caso se comparó con $Z_c = 1.645$ para el 95 % de confianza. Donde si $Z \geq Z_c$, no hay posibilidad de que ρ sea igual a cero y por lo tanto el coeficiente de correlación es significativo. Posteriormente se realizó el cálculo de la eficiencia estadística (E) con la Ecuación (2), para conocer si la inferencia de la estimación de los valores de X mediante los valores de Y de la regresión se puede considerar como buena (Oliva *et al.*, 2017):

$$E = 1 - r^2 \left(\frac{n-m}{n} \right) + \frac{n-m}{n(m-3)} (1 - r^2) \quad (2)$$

En la Ecuación (2), el valor de m corresponde al número total de datos de Y ; n , al número total de datos de X , y r es el coeficiente de correlación de X y y , donde si $E > 1$ no se considera una buena inferencia y si $E < 1$ convendrá realizar la inferencia de la regresión. Para realizar la regresión lineal se utilizó la Ecuación (3):

$$y = b + mx \quad (3)$$

Donde m es la pendiente de la recta y b la ordenada al origen. Para los datos faltantes de la variable temperatura se utilizó el método de proporción normal de promedios con tres estaciones vecinas con la Ecuación (4) (Paulhus & Kohler, 1952):

$$P_x = \left[\left(\frac{N_x}{N_1} \right) P_1 + \left(\frac{N_x}{N_2} \right) P_2 + \left(\frac{N_x}{N_3} \right) P_3 \right] \quad (4)$$

Antes de aplicar la fórmula de proporción normal (P_x) se realizó la prueba de normalidad de Anderson. En la Ecuación (4), N_x es el promedio de todos los años de la serie de temperatura de la estación a completar; N_1 , N_2 y N_3 , el promedio de la serie de temperatura de cada una de las estaciones vecinas utilizadas, y P_1 , P_2 , y P_3 es la temperatura media de cada estación vecina del año a completar.

Modelado de las variables climáticas

Después del análisis exploratorio de los datos meteorológicos de precipitación y temperatura se obtuvo la precipitación total anual (PTA) para cada estación mediante la suma de las precipitaciones mensuales;

posteriormente se promediaron los resultados para el periodo 1986-2016. De la misma manera se obtuvo la temperatura media anual (TMA) por estación. Con base en un sistema de información geográfica (SIG) se realizaron modelos de precipitación y temperatura mediante la interpolación de los datos de PTA y TMA; con base en la interpolación de la PTA se realizó el modelo de precipitación para el total del área de estudio a partir de los datos puntuales de las estaciones. El objetivo de la interpolación es poder estimar una función para un punto arbitrario en un espacio geográfico desde la construcción de una superficie para ese mismo espacio que une los puntos donde se han realizado las mediciones y cuyo valor se conoce (Díaz-Padilla *et al.*, 2008). Existen dos grupos de técnicas de interpolación: deterministas y geoestadísticas. El método utilizado en este trabajo fue el Kriging, técnica geoestadística que utiliza las propiedades estadísticas de los puntos de muestreo y adhieren un modelo estadístico que incluye probabilidades. Es importante mencionar que los métodos geoestadísticos no solo proporcionan una superficie de predicción óptima, sino que también brindan una medida de confianza sobre la probabilidad de que ésta sea cierta. El Kriging está también entre los métodos locales, pues utiliza solo los puntos de muestreo cercanos al realizar la estimación (Emery, 2007; ESRI, 2009). Por otro lado, para evitar el efecto de borde se empleó una mayor cantidad de estaciones fuera del área de interés, por lo que se tomaron en cuenta estaciones que cubren el territorio del municipio de Loreto, para después realizar el clip de las cuencas de estudio. Otro punto por mencionar es que en la

interpolación Kriging es posible agregar otra variable a la estimación de la variable principal. Por lo anterior y para mejorar la estimación del modelo de precipitación se utilizó la altura en metros de las estaciones climatológicas. Al usar el método del Kriging se deben cubrir los supuestos de normalidad, que los datos son estacionarios y no deben tener tendencias. Habiendo cumplido los supuestos, finalmente se procedió a realizar los modelos con el semivariograma. Kriging utiliza el semivariograma —que cuantifica la autocorrelación al graficar la varianza de todos los pares de datos según la distancia—, la representación gráfica de todas las varianzas que están en función de la distancia que separa a las muestras (Emery, 2007; ESRI, 2009). Se utilizó el *software* SGems Beta v2.5b para obtener el semivariograma y el modelo para la interpolación, los cuales sirvieron para ingresar en la extensión Geostatistical Analyst del *software* ArcGIS 10.2.2, y así obtener los mapas de la interpolación del PTA y TMA.

Estimación de la recarga potencial por infiltración del agua de lluvia



Con el resultado obtenido en los modelos de precipitación (PTA) y temperatura (TMA) se calculó el modelo de evapotranspiración real mediante la fórmula empírica de Turc modificada por Cruz-Falcón *et al.* (2011) para la región del estado de BCS (Ecuación (5)):

$$Et = \frac{P}{\sqrt{1.5 + \frac{P^2}{L}}} \quad (5)$$

La Ecuación (5) calcula la evapotranspiración real, donde P es la precipitación en mm, y $L = 300 + 25 T + 0.05 T^2$, donde T es la temperatura en °C.

Para realizar la estimación de la recarga de la cuenca fue necesario calcular un modelo de escurrimiento a partir de la obtención del coeficiente de escurrimiento (C_e); este coeficiente representa cuánta precipitación escurre de manera efectiva de forma superficial. La Ecuación (6) muestra cómo se obtuvo el C_e (DOF, 2015):

$$C_e = K \frac{(P-250)}{2000} + \frac{(K-0.15)}{1.5} \text{ para } K > 0.15 \text{ y } C_e = K \frac{(P-250)}{2000} \text{ para } K < 0.15 \quad (6)$$

La Ecuación (6) utiliza un parámetro K que depende del uso y tipo de suelo, así como de la precipitación. Para este proceso se empleó la información de los mapas de INEGI de edafología serie II, y de uso de

suelo y vegetación serie VI (Figura 3 y Tabla 3). Algunos valores de K están incluidos en la NOM-011-CNA-2000 (DOF, 2015); a otros valores para la vegetación que no estaban incluidos en la NOM se les asignó un valor K de acuerdo con su similitud con otra vegetación presente en el área (Cruz-Falcón *et al.*, 2011). El parámetro K es adimensional y se obtiene de clasificar los suelos de la cuenca en muy permeables, medianamente permeables y poco permeables para cada uso de suelo y vegetación de acuerdo con la textura de la unidad edafológica. Los valores del parámetro K se encuentran en la Tabla 4.

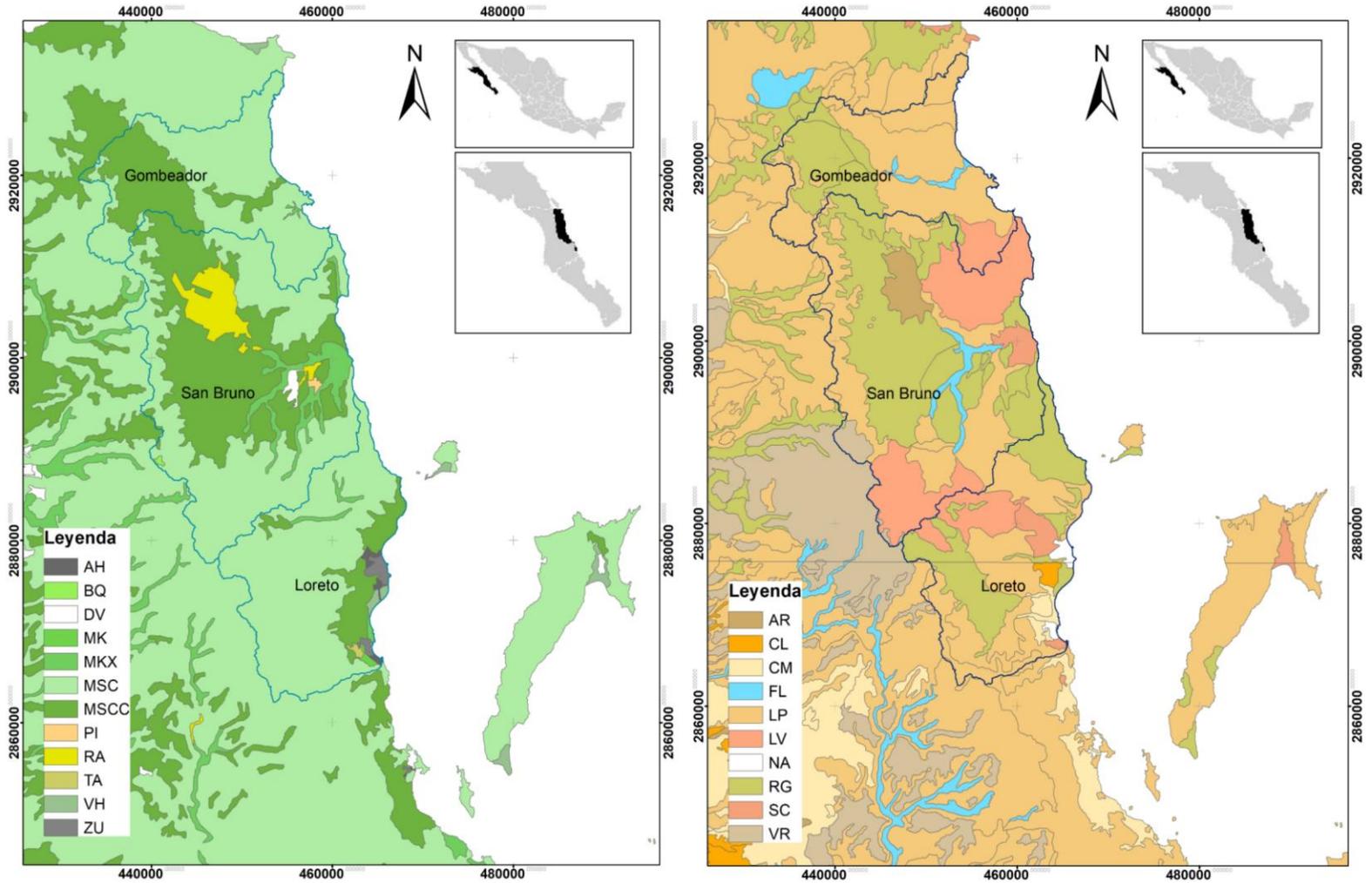


Figura 3. Mapas del área de estudio del uso de suelo y vegetación a la izquierda y mapa de edafología a la derecha mostrando el suelo dominante (la leyenda se presenta en la Tabla 3).

Tabla 3. Leyenda del área de estudio del uso de suelo y edafología mostrando el suelo dominante.

| Leyenda de uso de suelo y vegetación | Significado | Leyenda de suelo primario | Significado |
|--------------------------------------|-------------------------------|---------------------------|---------------|
| AH | Asentamientos humanos | AR | Arenosol |
| BQ | Bosque de encino | CL | Calcisol |
| DV | Sin vegetación aparente | CM | Cambisol |
| MK | Bosque de mezquite | FL | Fluvisol |
| MKY | Mezquital xerófilo | LV | Luvisol |
| MSC | Matorral sarcocaula | NA | No disponible |
| MSCC | Matorral sarco-crasicaule | RG | Regosol |
| PI | Pastizal inducido | SC | Solonchak |
| RA | Agricultura de riego anual | VR | Vertisol |
| TA | Agricultura de temporal anual | | |
| VH | Vegetación halófila | | |
| ZU | Zona urbana | | |

Tabla 4. Valores del parámetro K para la vegetación de acuerdo con el uso de suelo presentes en el área de estudio.

| Uso de suelo y vegetación | Muy permeable | Medianamente permeable | Poco permeable |
|---------------------------------------|---------------|------------------------|----------------|
| Área agrícola | 0.24 | 0.27 | 0.30 |
| Bosque (encino 25-50 % de cobertura) | 0.17 | 0.26 | 0.28 |
| Pastizal inducido (menos de 50 %) | 0.24 | 0.28 | 0.30 |
| Matorral (sarcocaule, sarco-cracaule) | 0.16 | 0.23 | 0.28 |
| Mezquital | 0.12 | 0.22 | 0.26 |
| Sin vegetación aparente | 0.26 | 0.28 | 0.30 |
| Edificaciones | 0.28 | 0.29 | 0.32 |

Aplicando la Ecuación (6) en el SIG se obtuvo el C_e para cada cuenca; posteriormente, con el producto de C_e y el modelo de precipitación previamente definido se obtuvo el modelo de escurrimiento. Por último, se procedió a calcular el modelo de infiltración, donde a la precipitación se le restaron la evapotranspiración y el escurrimiento de acuerdo con la Ecuación (7); las unidades de las variables están en mm.

A partir de los modelos digitales obtenidos se calculó el volumen de recarga anual para el área de estudio:

$$I = P - Et - Es \quad (7)$$

Donde I = infiltración, P = precipitación, Et = evapotranspiración y Es = escurrimiento.

Resultados

Siguiendo lo descrito en la sección de materiales y métodos, a continuación se describen los apartados de análisis de las variables, creación de los modelos y la estimación de la recarga para la cuenca.

Consistencia y homogeneidad de los datos

Del análisis exploratorio de los datos, los resultados para la prueba de datos atípicos mostraron datos atípicos en las estaciones de 3008-Comondu y 3099-San Juan Londó, por lo que estos datos se eliminaron para los cálculos posteriores. Un resultado para remarcar es que los datos de precipitación para la estación 3099-San Juan Londó resultaron ser inconsistentes; esto, la mayoría de las veces supone suficiente evidencia para descartar la estación. En este caso, sin embargo, se decidió mantener la serie de la estación debido a que se localiza en el acuífero más importante para la región, por lo que sus datos se consideran relevantes; por ello se procedió a llevar a cabo otro tipo de pruebas estadísticas de normalidad e igualdad de varianzas con resultados satisfactorios ($P = 0.11$). Asimismo, para los datos de temperatura, la prueba de normalidad para 3109-La Poza de León y 3138-Lugüi no fue satisfactoria, por lo que en ambos casos se realizaron pruebas de t de Student y de Helmer para la consistencia de los datos, teniendo resultados satisfactorios para la estación 3138-Ligüi. Se decidió descartar la estación 3109-La Poza de León por presentar datos inconsistentes. Los resultados de las pruebas para precipitación y temperatura se muestran en la Tabla 5 y Tabla 6.

Tabla 5. Resultado de las pruebas estadísticas de las series de precipitación.

| Estación | Nombre | Anderson | T-Student |
|-----------------|----------------------------|-----------------|------------------|
| 3008 | Comondú | Independiente | Homogénea |
| 3028 | La Poza Honda | Independiente | Homogénea |
| 3029 | La Purísima | Independiente | Homogénea |
| 3035 | Loreto | Independiente | Homogénea |
| 3054 | San Javier | Independiente | Homogénea |
| 3099 | San Juan Londó | Independiente | No homogénea |
| 3105 | San Ignacio de los Romeros | Independiente | Homogénea |
| 3108 | Huatamote | Independiente | Homogénea |
| 3109 | La Poza de León | Independiente | Homogénea |
| 3129 | San Nicolás | Independiente | Homogénea |
| 3133 | San Antonio Norte | Independiente | Homogénea |
| 3138 | Ligüi | Independiente | Homogénea |
| 3141 | San Lucas Norte | Independiente | Homogénea |

Tabla 6. Resultado del análisis exploratorio de las series de temperatura.

| Estación | Nombre | Normal | Anderson |
|-----------------|----------------------------|---------------|-----------------|
| 3008 | Comondú | Sí | Independiente |
| 3028 | La Poza Honda | Sí | Independiente |
| 3029 | La Purísima | Sí | Independiente |
| 3035 | Loreto | Sí | Independiente |
| 3054 | San Javier | Sí | Independiente |
| 3099 | San Juan Londó | Sí | Independiente |
| 3105 | San Ignacio de los Romeros | Sí | Independiente |
| 3108 | Huatamote | Sí | Independiente |
| 3109 | La Poza de León | No | Independiente |
| 3129 | San Nicolás | Sí | Independiente |
| 3133 | San Antonio Norte | Sí | Independiente |
| 3138 | Ligüi | No | Independiente |
| 3141 | San Lucas Norte | Sí | Independiente |

Estimación de datos faltantes

Para estimar los datos faltantes se hizo la prueba de correlación (R) entre dos estaciones; los resultados se muestran en la Tabla 7. En todos los casos se obtuvo una correlación mayor a 0.8. La estimación del estadístico Z se muestran en la Tabla 8 y se infiere que el R de la correlación puede considerarse como significativo.

Tabla 7. Resultados de la regresión para la estimación de datos faltantes de precipitación.

| Estación (X) | Estación (Y) | R^2 |
|---------------------------|-------------------|-------|
| Loreto | San Nicolás | 0.59 |
| Loreto | San Juan Londó | 0.75 |
| San Juan Londó | San Antonio Norte | 0.69 |
| San Juan Londó | Loreto | 0.66 |
| Huatamote | San Javier | 0.78 |
| La Poza de León | Huatamote | 0.68 |
| San Javier | Comondú | 0.56 |
| San Ignacio de los Romero | San Lucas Norte | 0.73 |
| San Ignacio de los Romero | La Poza Onda | 0.66 |

Tabla 8. Resultados de las pruebas de correlación entre estaciones para la estimación de datos faltantes de precipitación.

| Estación (X) | Estación (Y) | <i>R</i> | <i>K</i> | $\geq Z_c$ | <i>E</i> |
|---------------------------|-------------------|----------|----------|------------|----------|
| Loreto | San Nicolás | 0.77 | 30 | 5.301 | 0 |
| Loreto | San Juan Londó | 0.86 | 29 | 6.594 | 0.009 |
| Loreto | San Antonio Norte | 0.77 | 24 | 4.785 | 0.084 |
| Ligüi | Loreto | 0.81 | 30 | 5.856 | 0.118 |
| Huatamote | San Javier | 0.88 | 28 | 7.015 | 0.008 |
| La Poza de León | Huatamote | 0.82 | 30 | 6.010 | 0.011 |
| San Javier | Comondú | 0.8 | 27 | 5.493 | 0.016 |
| San Ignacio de los Romero | San Lucas Norte | 0.85 | 28 | 6.280 | 0.030 |
| San Ignacio de los Romero | La Poza Onda | 0.81 | 27 | 5.521 | 0.052 |

Con el resultado de las correlaciones fue posible estimar los datos faltantes para una estación Y, con los de una estación X mediante regresión lineal; los resultados de la regresión lineal se muestran en la Tabla 8. En la Figura 4 se observa un ejemplo del resultado de la regresión lineal para completar los datos de las estaciones.

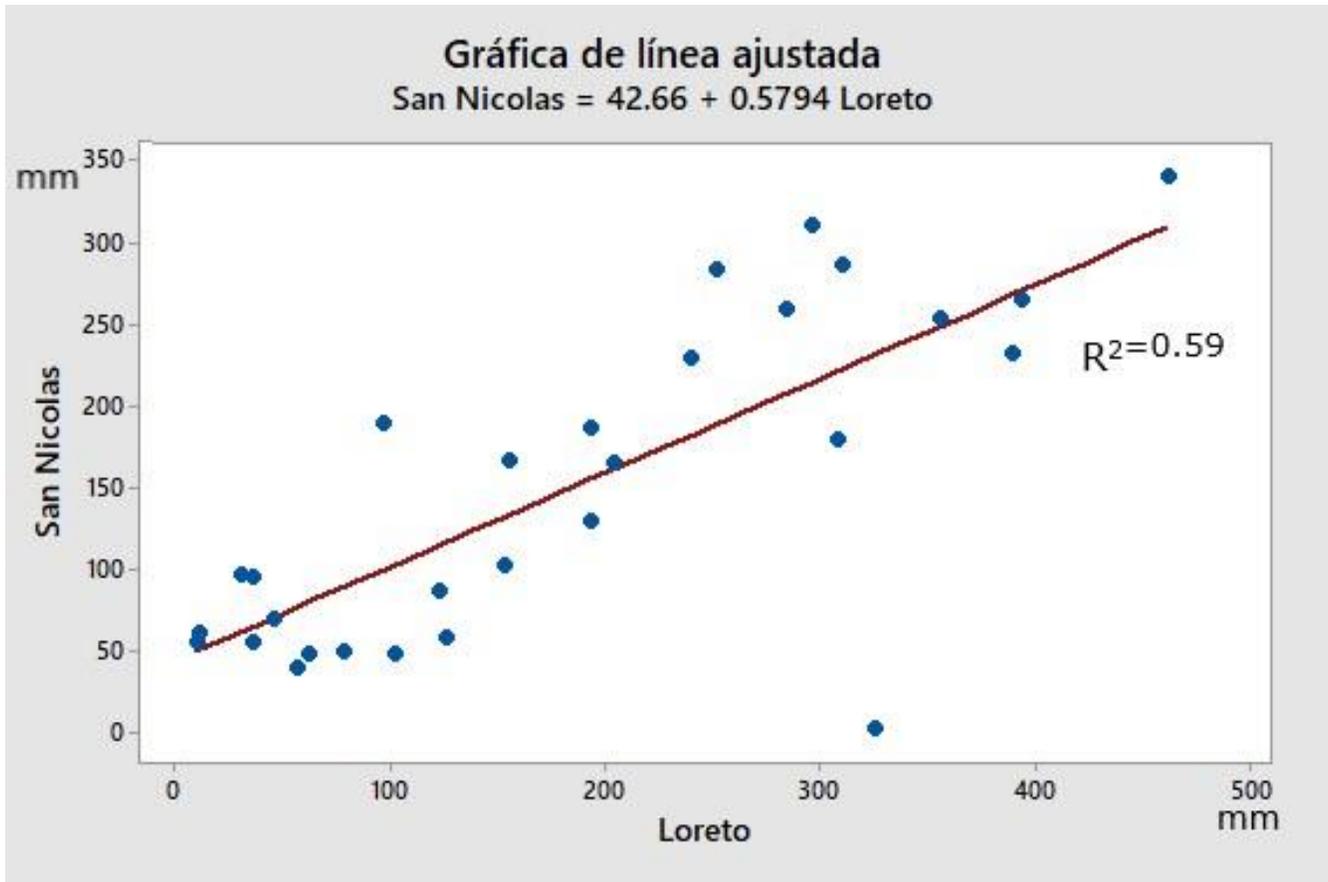


Figura 4. Ejemplo de la regresión lineal del PTA (mm) para la estimación de datos faltantes de la estación de San Nicolás con la estación Loreto.

Modelado de las variables climáticas

En la Tabla 9 se muestran los resultados para la precipitación total anual (PTA) y la temperatura media anual (TMA) por estación. Lo anterior se obtuvo para cada estación mediante la suma de las precipitaciones mensuales; luego se promediaron los resultados para el periodo 1986-2016, como se menciona en el apartado de materiales y métodos.

Tabla 9. Tabla con los PTA y TMA con los que se realizó la interpolación de los modelos de precipitación y temperatura, respectivamente.

| Estación | Nombre | PTA | TMA |
|----------|----------------------------|-------|------|
| 3008 | Comondú | 204.9 | 22.9 |
| 3028 | La Poza Honda | 228.6 | 24.6 |
| 3029 | La Purísima | 137.5 | 22.9 |
| 3035 | Loreto | 184.3 | 24.7 |
| 3054 | San Javier | 232.1 | 22.1 |
| 3099 | San Juan Londó | 204.4 | 23.5 |
| 3105 | San Ignacio de los Romeros | 184.6 | 22.8 |
| 3108 | Huatamote | 277.5 | 22.9 |

| | | | |
|-------------|-------------------|-------|------|
| 3109 | La Poza de León | 247.5 | 22.6 |
| 3129 | San Nicolás | 148.2 | 23.7 |
| 3133 | San Antonio Norte | 238.6 | 23.5 |
| 3138 | Ligüi | 235.9 | 23.6 |
| 3141 | San Lucas Norte | 232.4 | 21.4 |

Como ya se mencionó, los datos se sometieron a las pruebas estadísticas y así poder cumplir los supuestos que exige el método de interpolación Kriging. En el caso del PTA se pudo comprobar la normalidad de los datos mediante la prueba de Anderson-Darling: media = 212, desviación estándar = 39.9 y con un $P = 0.311$. De la misma manera para el TMA se comprobó la normalidad con media = 22.85, desviación estándar = 0.97 y $P = 0.35$. Para el modelo de precipitación se encontró tendencia, la cual se removió con una función de primer orden de la función Kernel lineal, en la que se obtuvo 30.04 de bondad de ajuste, medida que depende de la magnitud de los datos y que resultó ser el mejor ajuste. Además, se detectó que los datos presentaron anisotropía, esto significa que la correlación de las muestras es dependiente de la dirección. La anisotropía se detecta mediante el estudio del conjunto de datos en distintas direcciones, indicando que la regionalización está más intensamente estructurada en algunas direcciones que en otras. La anisotropía se encontró en los 337° . El tamaño del Lag se determinó mediante la metodología del promedio del vecino más próximo, que

resultó de 20 748.32 m. Igualmente, para el modelo de temperatura se presenta una tendencia muy marcada ascendente este-oeste, así como una tendencia que disminuye en dirección norte-sur. Este efecto de la tendencia de primer orden se removi6 con la funci6n kernel lineal, obteniendo 1.04 de bondad de ajuste que depende de la magnitud de los datos y que para este caso result6 muy bueno. El tama1o del Lag se determin6 mediante la metodolog1a del promedio del vecino m1s pr6ximo, que result6 de 19 349.87 m. Se procedi6 a realizar la interpolaci6n Kriging para ambas variables clim1ticas utilizando como segunda variable la altura de las estaciones. Los datos se introdujeron en la extensi6n Geostatistical Analyst de ArcGIS 10.2.2; los modelos obtenidos para precipitaci6n y temperatura del 1rea de estudio se muestran en la Figura 5.

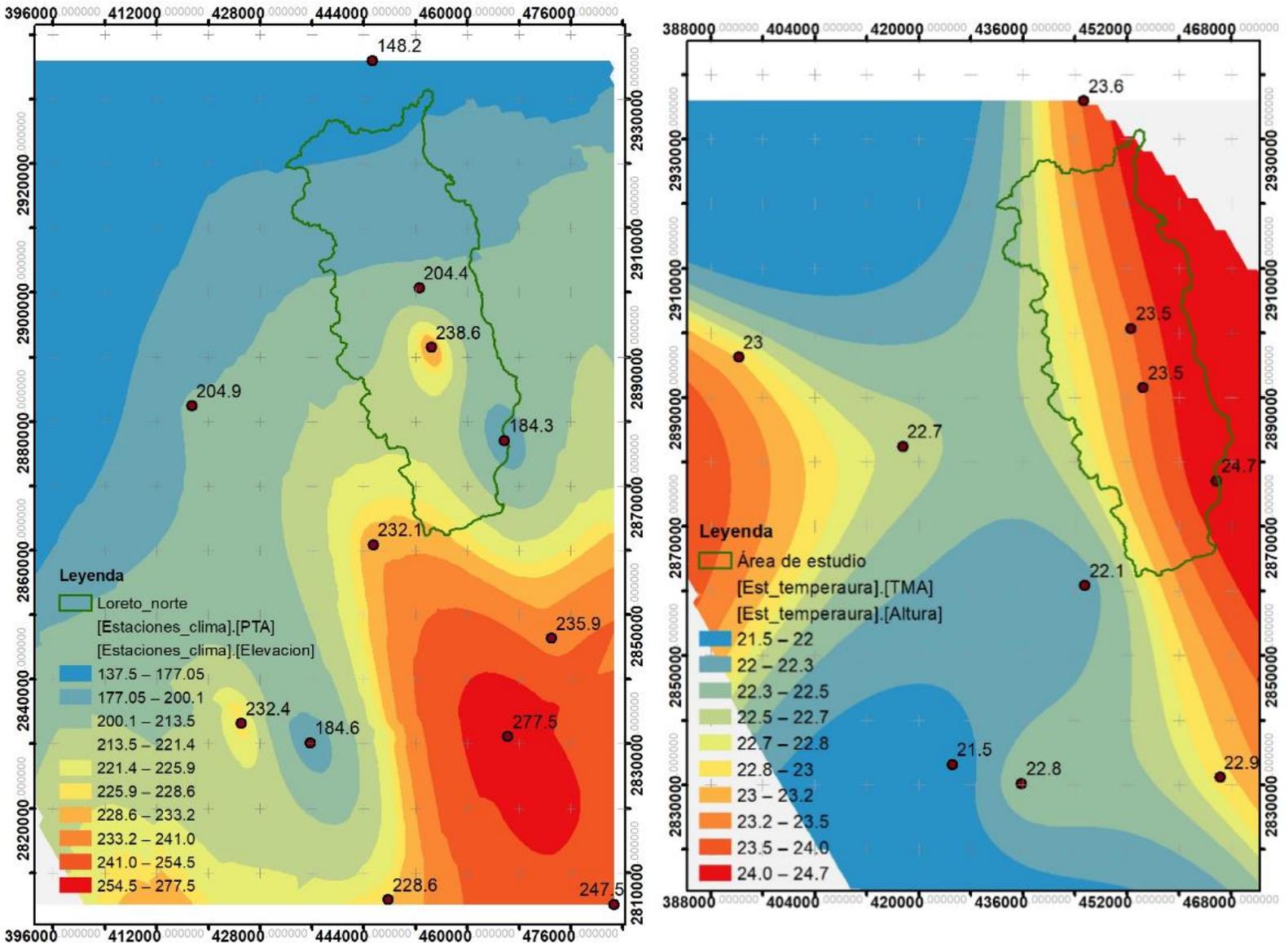


Figura 5. Modelos de precipitación (izquierda) y temperatura (derecha) del área de estudio realizados mediante interpolación Kriging.

La medida del error de los modelos se encuentra en la Tabla 10. En la predicción del modelo de precipitación se descubrió un error cuadrático medio (RMS) de 33.04 mm. El RMS estandarizado es de 1.27, lo que cuantifica la fiabilidad de los errores estándar de la predicción. Al ser cercano a uno se considera que la predicción es precisa. En cuanto al modelo de temperatura, el promedio de los errores indica que en la media las predicciones de temperatura están -0.17 °C alejadas, ésta es la medida del sesgo, por lo que debería ser un valor cercano a cero. Sin embargo, tal valor depende de la escala de los datos. El RMS para la temperatura fue de 0.80 °C; el error promedio se encuentra estandarizado, por lo que también debería ser cercano a cero (-0.62). Es necesario validar el error estandarizado. Además de obtener las predicciones, se estima la variabilidad de éstas con respecto a los valores reales. Si el error estándar es cercano al error cuadrático medio se está teniendo una correcta evaluación de la variabilidad en la estimación. Como el error estándar es menor que error cuadrático medio, en este caso se está subestimando la variabilidad en la predicción. El error cuadrático medio estandarizado debe ser cercano a uno (ESRI, 2009).

Tabla 10. Resultados de las medidas del error para la predicción de valores en los modelos.

| | Precipitación | Temperatura |
|---|----------------------|--------------------|
| Error medio | 4.40 | -0.17 |
| Error cuadrático medio | 33.04 | 0.80 |
| Error medio estandarizado | 0.12 | -0.64 |
| Error cuadrático medio estandarizado | 1.27 | 2.96 |

Las capas geoestadísticas de los modelos de precipitación y temperatura se convierten en formato ráster. Para esta conversión, el *software* utiliza la interpolación por bloque. El método de interpolación por bloque predice el valor promedio de un área específica, que corresponde al tamaño de celda deseado en el ráster. Este paso es importante, ya que afectará los cálculos posteriores del modelo. Durante la conversión se especifica el número de puntos de predicción que serán utilizados, en dirección X y Y, para obtener un promedio de cada celda. La predicción realizada para cada número de puntos identifica el modelo

utilizado para crear la capa geoestadística, así como los puntos originales del muestreo (puntos de las estaciones climáticas) para obtener el promedio y el valor de la celda. Si solo se le especifica un punto en dirección X y un punto en dirección Y (como *default* en el *software*), el valor de la predicción que toma es el que se encuentre en el centro para cada celda. El número de puntos seleccionados dependerá de la localización de los puntos; esto, tratando de capturar la tendencia direccional. La bibliografía recomienda un mayor número de puntos en dirección hacia donde se tengan más muestreos, para así capturar la mayor variabilidad de la mayor cantidad de muestras (Chiles & Delfiner, 1999; ESRI, 2009). Los mapas rasterizados con una resolución de 100 x 100 metros de los modelos de precipitación y temperatura se muestran en la Figura 6.

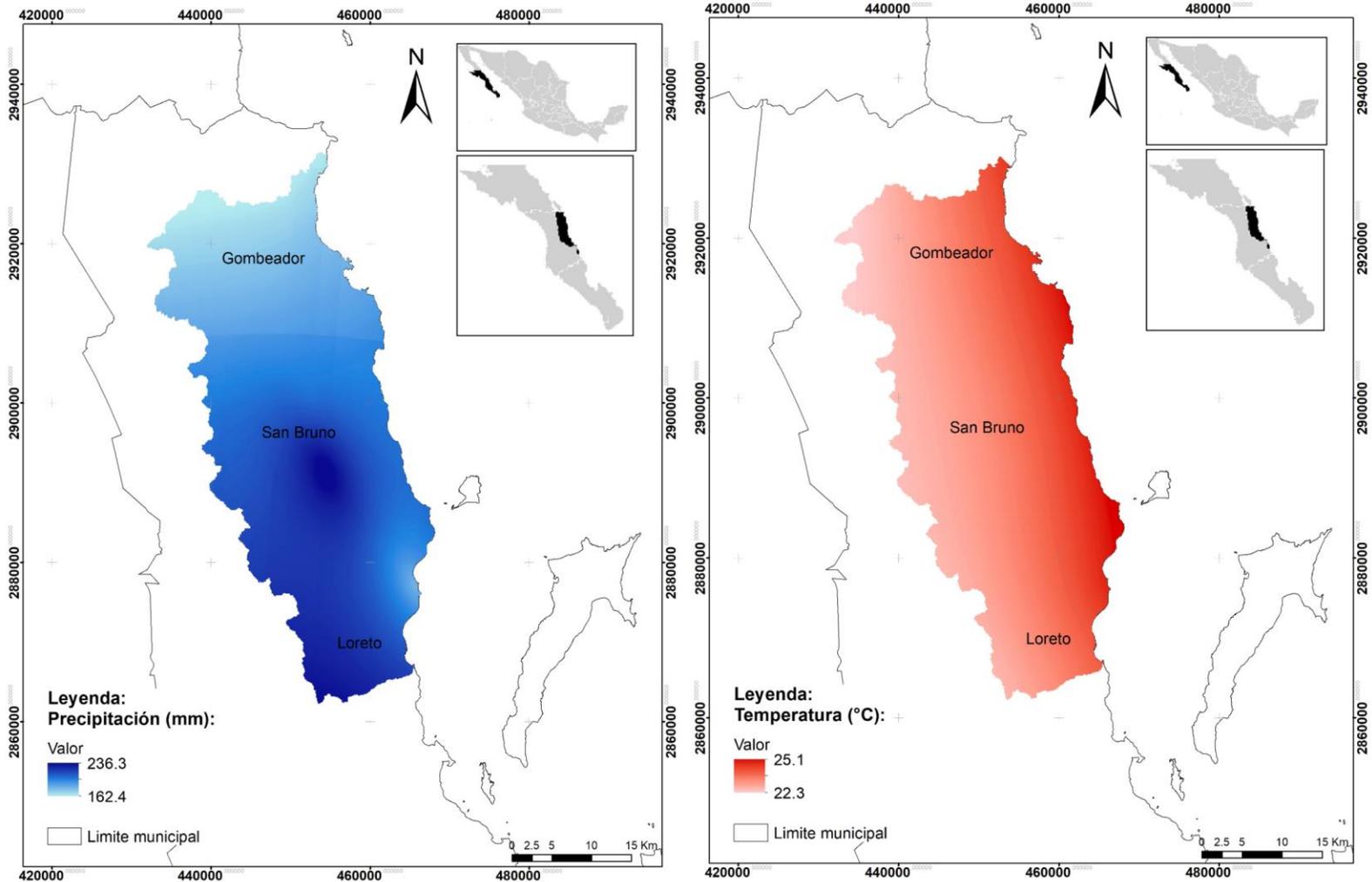


Figura 6. Resultado del mapa ráster de los modelos de precipitación (mm) y temperatura (°C).

El modelo de precipitación muestra mayores valores en la parte centro y sur del área de estudio, especialmente en la cuenca San Bruno, donde se encuentra el valle de San Juan Londó. Para la precipitación se

estimó una media de 181.7 mm ($sd = 6.1$) para la cuenca de Gombedor (norte del área de estudio), con valores mínimos de 164.3 mm y máximos de 198.4. Para la cuenca de norte de Loreto se estimó una media de 214.3 mm ($sd = 8.8$), con valores mínimos de 186.4 mm y máximos de 231.1 mm. Finalmente, para el área de la cuenca de San Bruno, se estimó una media de precipitación de 207 mm ($sd = 11.1$) con valores mínimos de 182.3 mm y máximos de 236.3 mm. En el modelo de temperatura se observa que el gradiente en el área de estudio va de 22.3 a 25.1° C, donde las máximas temperaturas medias anuales se presentan en la región costera del Golfo de California y las mínimas en la región más elevada, al este, en la faldas de la Sierra de la Giganta; en general, se presenta una diferencia de 3° C entre los límites del área.

Estimación de la recarga potencial por infiltración

Con el resultado obtenido en los modelos de precipitación y temperatura se calculó el modelo de evapotranspiración de acuerdo con lo establecido en el apartado de materiales y métodos. El resultado de la evapotranspiración se muestra en la Figura 7.

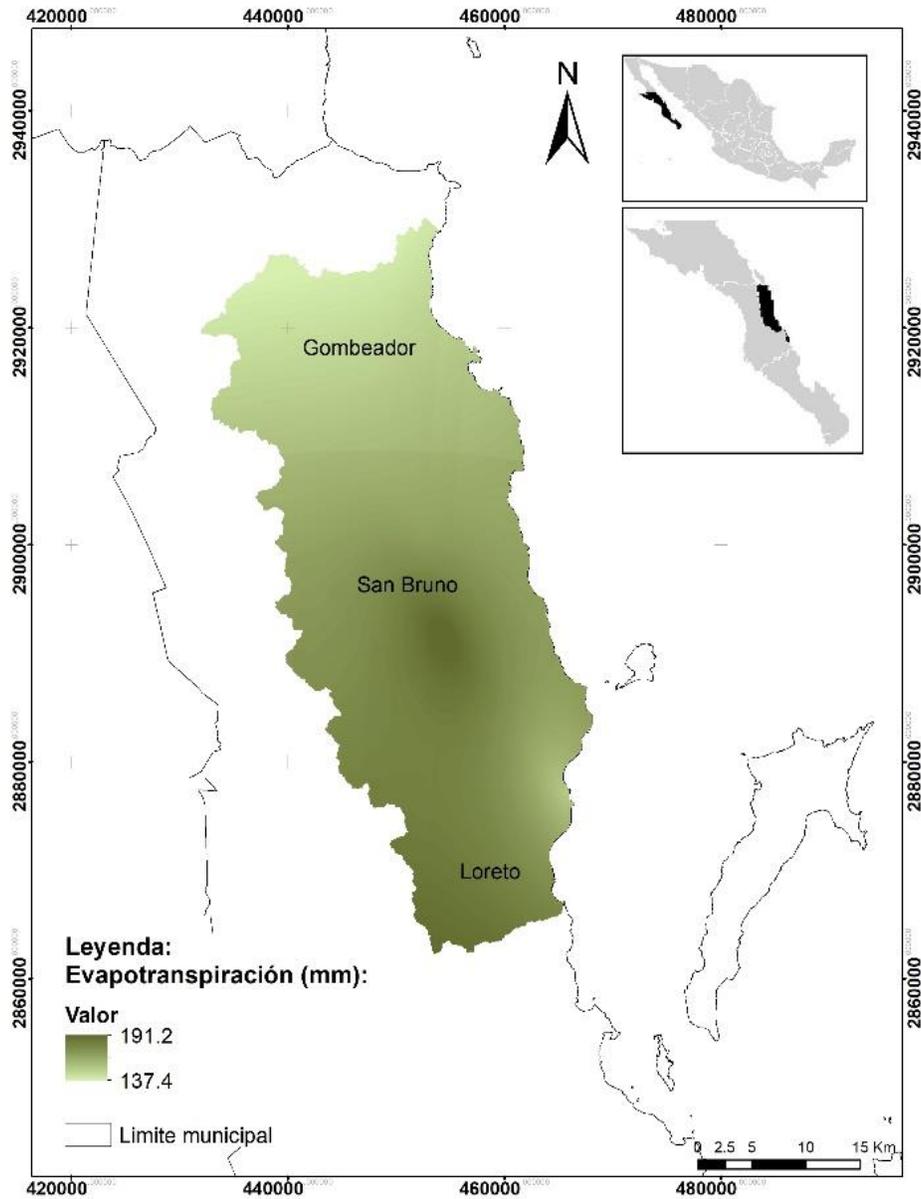


Figura 7. Mapa de la evapotranspiración (mm) obtenida para el área de estudio.

Posteriormente se realizó la estimación del modelo de escurrimiento a partir de la obtención del coeficiente de escurrimiento (C_e), para después, utilizando el modelo de precipitación, calcular el escurrimiento potencial para cada cuenca (Figura 8).

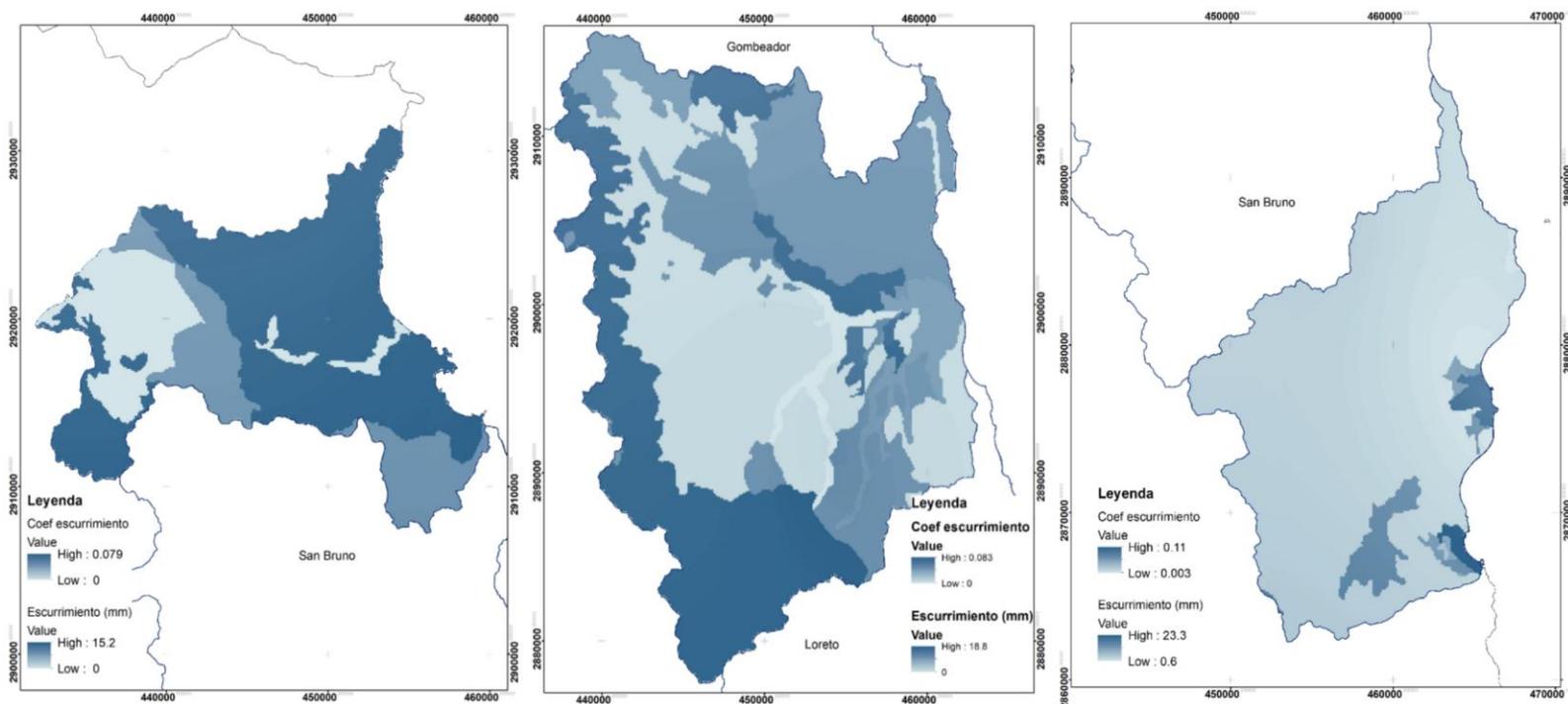


Figura 8. Mapas de escurrimiento potencial (mm) para cada cuenca. (Gombedor, izquierda; San Bruno, centro; norte de Loreto, derecha).

Finalmente se procedió a calcular el modelo de infiltración (Figura 9), donde al modelo de precipitación se le restaron los valores de los

modelos de evapotranspiración y de escurrimiento. A partir del cálculo de la infiltración para cada una de las cuencas fue posible estimar la recarga potencial de cada una de ellas mediante el balance hídrico (Tabla 11).

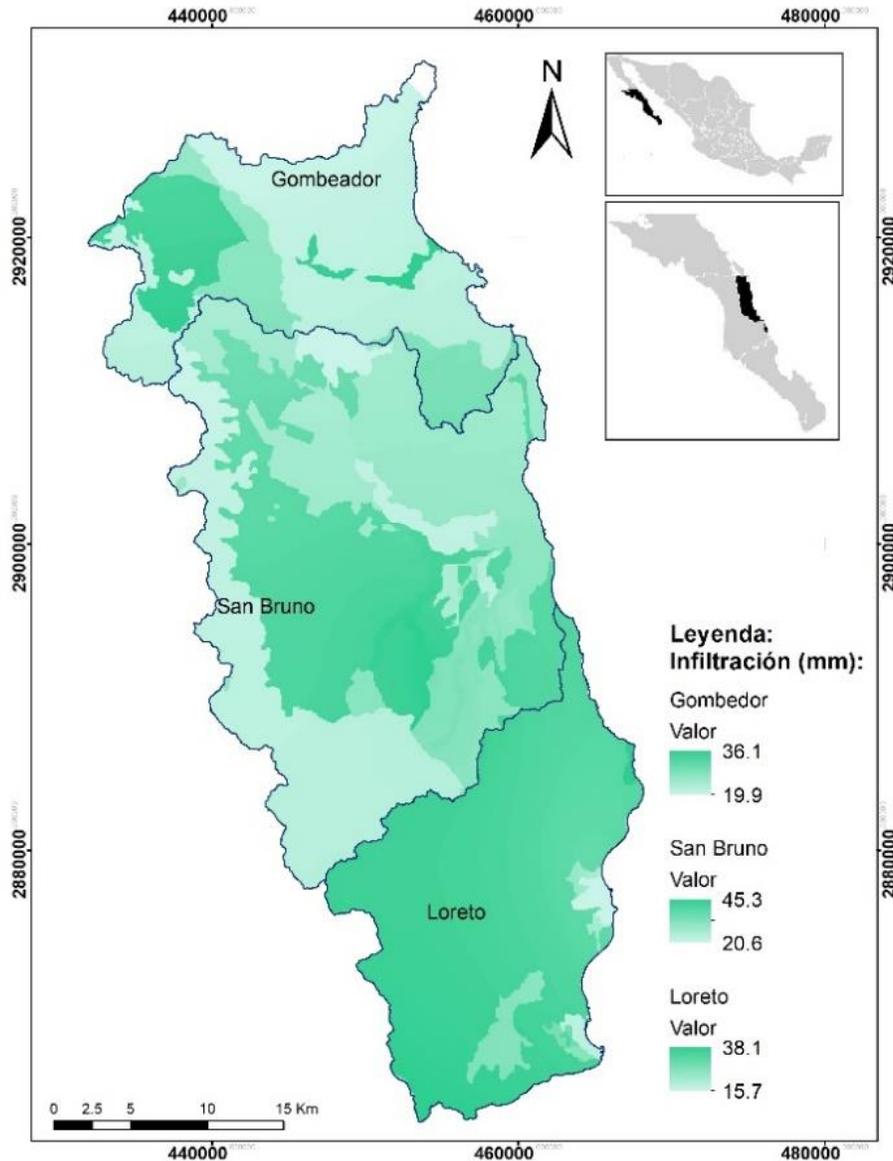


Figura 9. Mapas con el resultado de la infiltración (mm) para cada cuenca.

Tabla 11. Balance hídrico en cada una de las cuencas en el área de estudio de Loreto norte.

| | Gombedor (Mm³ año⁻¹) | % | San Bruno (Mm³ año⁻¹) | % | Loreto (Mm³ año⁻¹) | % |
|--------------------|---|----------|--|----------|---|----------|
| Precipitación | 5.37 | 100 | 13.37 | 100 | 7.62 | 100 |
| Evapotranspiración | 4.30 | 80.1 | 10.84 | 81.1 | 6.18 | 81.1 |
| Escorrentía | 0.31 | 5.8 | 0.56 | 4.2 | 0.39 | 5.1 |
| Infiltración | 0.73 | 13.6 | 1.97 | 14.7 | 1.05 | 13.8 |

Discusión

El modelo de precipitación muestra mayores valores al sur del área de estudio en el parteaguas de la Sierra de la Giganta a unos 1 200 msnm, así como en la parte centro, especialmente en la cuenca San Bruno. En la cuenca de Loreto se estimó una precipitación media anual de 214.3 mm ($sd = 8.8$), con valores mínimos de 186.4 mm y máximos de 231.1 mm; para esta área se tiene un registro medio anual de 190 mm (Conanp, 2002; Conagua, 2018a). Para la cuenca de San Bruno se estimó una media de precipitación anual de 207 mm ($sd = 11.1$) con valores mínimos

de 182.3 mm y máximos de 236.3 mm; las estaciones climáticas de San Juan Londó y San Antonio Norte se encuentran dentro del área de esta cuenca; de acuerdo con Conagua (2018b), el promedio anual es de 143 mm con máximas de 387 mm asociado con eventos ciclónicos. Para la cuenca de Gombedor, al norte del área de estudio, se estimó una media anual de 181.7 mm ($sd = 6.1$), con valores mínimos de 164.3 mm y máximos de 198.4. Cabe señalar que en esta cuenca no hay estación climática, por lo que no existen datos disponibles de precipitación promedio o algún tipo de estimación, lo anterior muestra la importancia del modelo para la zona como una primera aproximación, además de que esta zona está bajo presión por turismo y que recientemente se llevan a cabo esfuerzos de conservación (Vanderplank, Favoretto, Mascareñas, & Aburto, 2020). En general, se maneja un promedio de precipitación anual de 200 mm para el estado de BCS, que varía de 150 a 300 mm anuales (Antonio *et al.*, 2017; Conagua, 2018a).

Los valores de evapotranspiración mayor se dan donde hay una ocurrencia de más precipitación, es decir, en el centro y sureste del área de estudio, lo cual es absolutamente factible. El método de Turc para calcular la evapotranspiración real es uno de los más utilizados, se basa en las observaciones realizadas en muchas cuencas con distintos climas distribuidas por todo el mundo y se reconoce que da muy buenos resultados (Sánchez-Martínez & Carvacho-Bart, 2011). La evapotranspiración representó poco más del 80 % en las tres cuencas con valores que van de 137 a 191 mm anuales, resultado muy similar a lo

encontrado en otras cuencas utilizando la fórmula de Turc para la evapotranspiración real (Cruz-Falcón *et al.*, 2011; Peña-Díaz, 2019).

En la cuenca de San Bruno, el modelo de infiltración estimó que la infiltración potencial anual es de 1.97 Mm³. En un estudio realizado en 1978 por la antigua Secretaría de Recursos Hidráulicos (SARH) se estimó una infiltración anual de 1.8 Mm³ para el acuífero (Conagua, 2018b), mientras que Steinitz *et al.* (2005) estimaron una infiltración anual de 2 Mm³ con una precipitación media anual baja y tormenta cada dos años. Posteriormente, en el decreto oficial de disponibilidad del acuífero, se estimó una infiltración anual de 1.3 Mm³ con una precipitación media anual de 200 mm (207 mm este trabajo). En la cuenca de San Bruno se encuentran los pozos que surten de agua a la ciudad de Loreto. De acuerdo con datos oficiales, las concesiones son de 3.561 Mm³ anuales para uso potable, y de 2.76 Mm³ anuales para uso agrícola y pecuario (Conagua, 2018b). Se reconoce que el acuífero se encuentra sobreexplotado desde hace varios años (Lesser, Meza, Castañon, & González, 2006; Wurl *et al.*, 2013).

La infiltración del agua de lluvia está influenciada por diversos factores, como cobertura vegetal, topografía, naturaleza de los suelos, y factores físicos como porosidad y conductividad hidráulica. El método para estimar la recarga potencial por infiltración es a partir de las variables superficiales, donde el agua que cae puede o no llegar al nivel freático debido a procesos de la zona no saturada, constituyendo la recarga difusa del agua subterránea (Scanlon *et al.*, 2002; Zhao, Jiang, Wang, & Wan,

2021). El movimiento del agua es predominantemente vertical en zonas con potencial de recarga difusa; el acuífero de San Juan Londó es somero de material granular sedimentario, lo cual puede beneficiar la recarga vertical (González-Abraham, Fagundo-Castillo, Carrillo-Rivera, & Rodríguez-Estrella, 2012; Zhao *et al.*, 2021). Como parte del cálculo de la infiltración se utilizó el coeficiente de escurrimiento, que es dependiente del uso de suelo, vegetación y el tipo de suelo dominante tomando en cuenta la permeabilidad de éste. El balance hídrico se calculó mediante un método indirecto o de residuales (Scanlon *et al.*, 2002), donde se tiene la limitación de que la estimación depende de la exactitud y confiabilidad de los componentes utilizados para el cálculo (precipitación, evapotranspiración, escurrimiento), por lo que las técnicas de estimación —como lo realizado en este trabajo— son relevantes en zonas donde no se dispone de datos. Otra ventaja de la aplicación de modelos espaciales es que permite identificar áreas de recarga, las cuales son vulnerables a la contaminación del acuífero.

Conclusiones

En este estudio se presentó una metodología para estimar la recarga potencial por infiltración en una cuenca a partir de datos de precipitación y temperatura. En México se cuenta con la Red de Monitoreo Meteorológico de la Comisión Nacional del Agua, sin embargo, muchas veces presenta datos incompletos, por lo que se hizo una estimación para completarlos mediante métodos conocidos y eficientes. La realización de los modelos por interpolación requiere de la mayor cantidad de puntos posibles, siendo una herramienta muy poderosa para predicciones si se utiliza de la mejor manera; este método arroja una medida de error en la predicción, al ser un método geoestadístico.

El modelado de las variables hidrológicas permite abordar más fácilmente, entre otros aspectos, la identificación de las zonas de recarga, tránsito y descarga, para así establecer las medidas para el manejo del acuífero mediante la protección y el aprovechamiento sostenible del agua subterránea. Este estudio permitió identificar áreas donde se muestra que hay una conexión hidrológica entre el agua superficial y el acuífero mediante el modelo de infiltración. El potencial de mejora es incorporar herramientas de sensores remotos para comprobar los modelos; sin embargo, los métodos presentados resultan eficientes donde no hay

aguas superficiales para aprovechamiento, pues brindan un buen pronóstico para zonas con pocos datos o que son de difícil acceso.

Agradecimientos

Este estudio se realizó con apoyo de becario Conacyt, en el Laboratorio de Ecología de Sistemas Costeros de la Universidad Autónoma de Baja California Sur.

Referencias

Antonio, A. H., Martínez, M. J. A. T., Brandebourger, M. N. I., Mora, A., & Mahlknecht, J. (2017). *Modelación numérica para la determinación de flujos subterráneos. Sitio piloto: La Paz, Baja California Sur, México*. Monterrey, México: Centro del Agua para América Latina y el Caribe., Nuevo León, México.

Bureau of Reclamation & U.S. Department of the Interior. (1981). *Ground water manual: A water resources technical publication. A guide for the investigation, development, and management of groundwater resources*. Denver, USA: U.S. Department of the Interior, Water and Power Resources Services, Bureau of Reclamation.

Chereque, W. (1989). *Hidrología para estudiantes de ingeniería civil*. Lima, Perú: Pontificia universidad Católica de Perú.



- Chiles, J. P., & Delfiner, P. (1999). *Geostatistics. Modelling spatial uncertainty*. New York, USA: John Wiley & Sons.
- Conagua, Comisión Nacional del Agua. (2018a). *Actualización de la disponibilidad media anual del agua en el acuífero Loreto (0328), Estado de Baja California Sur*. Ciudad de México, México: Diario Oficial de la Federación.
- Conagua, Comisión Nacional del Agua. (2018b). *Actualización de la disponibilidad media anual del agua en el acuífero San Juan Londó (0329), Estado de Baja California Sur*. Ciudad de México, México: Diario Oficial de la Federación.
- Conagua, Comisión Nacional del Agua. (2020). *CNA-SMN-CG-GMC-SMAA-CLIMATOLOGIA. Base de datos climatológica a marzo de 2020*. Recuperado de <https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica/informacion-estadistica-climatologica>
- Conanp, Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas. (2002). *Programa de Manejo del Parque Nacional Bahía de Loreto*. México, DF, México: Dirección General de Manejo para la Conservación, Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas.
- Cruz-Falcón, A., Vázquez-González, R., Ramírez-Hernández, J., Nava-Sánchez, E. H., Troyo-Diéguéz, E., Rivera-Rosas, J., & Vega-Mayagoitia, J. E. (2011). Precipitación y recarga en la cuenca de La Paz, BCS, México. *Universidad y Ciencia*, 27(3), 251-263.

- Cruz-Falcón, A., Ramírez-Hernández, J., Vázquez-González, R., Nava-Sánchez, E. H., Troyo-Diéguéz, E., & Fraga-Palomino, H. C. (2013). Estimación de la recarga y balance hidrológico del acuífero de la Paz, BCS, México. *Universidad y Ciencia*, 29(1), 87-100.
- Díaz-Padilla, G., Sánchez-Cohen, I., Quiroz, R., Garatuza-Payán, J., Watts-Thorp, C., & Cruz-Medina, I. R. (2008). Interpolación espacial de la precipitación pluvial en la zona de barlovento y sotavento del Golfo de México. *Agricultura Técnica en México*, 34(3), 279-287.
- DOF, Diario Oficial de la Federación. (19 de julio de 1996). *Decreto del Parque Marino Nacional Bahía de Loreto*. México, DF, México: Diario Oficial de la Federación.
- DOF, Diario Oficial de la Federación. (2015). *Conservación del recurso agua-Que establece las especificaciones y el método para determinar la disponibilidad media anual de las aguas nacionales. NORMA Oficial Mexicana NOM-011-CONAGUA-2015*. México, DF, México: Diario Oficial de la Federación.
- Emery, X. (2007). *Apunte de geoestadística*. Santiago, Chile: Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- ESRI, Environmental Systems Research Institute. (2009). *ArcGIS Desktop Help. ESRI Web Help*. Recuperado de <http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.3/index.cfm?TopicName=welcome>

- García-Gastelum, A., Arizpe, O., Fermán-Almada, J. L., González-Baheza, A., Poncela-Rodríguez, L., Wurl, J., & Amador-Amao, M. (2013). *Programa de medidas preventivas y de mitigación de la sequía (PMPMS)*. La Paz, México: Consejo de Cuenca Baja California Sur.
- Gobierno de Baja California Sur. (2020). *Loreto, información estratégica*. La Paz, México: Dirección de Informática y Estadística, Secretaría de Turismo, Economía y Sustentabilidad.
- González-Abraham, A., Fagundo-Castillo, J. R., Carrillo-Rivera, J. J., & Rodríguez-Estrella, R. (2012). Geoquímica de los sistemas de flujo de agua subterránea en rocas sedimentarias y rocas volcanogénicas de Loreto, BCS, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(3), 319-333.
- Hakala, K., Addor, N., & Seibert, J. (2018). Hydrological modeling to evaluate climate model simulations and their bias correction. *Journal of Hydrometeorology*, 19(8), 1321-1337.
- INEGI, Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2010). *Documento técnico descriptivo de la red hidrográfica escala 1:50 000*. Aguascalientes, México: Dirección General de Geografía y Medio Ambiente, Instituto Nacional de Estadística y Geografía.

- Lesser, J. M., Meza, J. L., Castañon, V. M., & González, D. (2006). Funcionamiento del acuífero de San Juan Londó, B.C.S. y su relación con la intrusión con agua de mar. *Memorias 6º Congreso de Aguas Subterráneas, Asociación Geohidrológica Mexicana*, octubre 2007. Puerto Vallarta, Jalisco, México.
- Machekposhti, K. H., Sedghi, H., Telvari, A., & Babazadeh, H. (2018). Modeling climate variables of rivers basin using time series analysis (case study: Karkheh River basin at Iran). *Civil Engineering Journal*, 4, 78.
- Martínez-Austria, P. F., Vargas Hidalgo, A., & Patiño-Gómez, C. (2019). Dynamic modelling of the climate change impact in the Conchos River basin water management. *Tecnología y ciencias del agua*, 10(1), 207-233.
- Minitab Inc. (2016). *Minitab 17 Statistical Software. Computer Software*. State College, USA: Minitab, Inc. Recuperado de www.minitab.com
- Oliva, C. S. H., Gaytán, J. R. C., & González, F. M. C. (2017). Estimación de datos faltantes de precipitación por el método de regresión lineal: caso de estudio Cuenca Guadalupe, Baja California, México. *Investigación y Ciencia de la Universidad Autónoma de Aguascalientes*, (71), 34-44.
- Ordoñez-Gálvez, J. J. (2011). *Cartilla técnica: aguas subterráneas-acuíferos*. Lima, Perú: Global Water Partnership, South América. Sociedad Geográfica de Lima.

- Paulhus, J. L., & Kohler, M. A. (1952). Interpolation of missing precipitation records. *Monthly Weather Review*, 80(8), 129-133.
- Peña-Díaz, S. (2019). Condiciones hídricas en la Cuenca del Valle de México/Water conditions in the Valley of Mexico Basin. *Tecnología y ciencias del agua*, 10(2), 98-127.
- Sánchez-Martínez, M., & Carvacho-Bart, L. (2011). Comparación de ecuaciones empíricas para el cálculo de la evapotranspiración de referencia en la Región del Libertador General Bernardo O'Higgins, Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, (50), 171-186.
- Scanlon, B. R., Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 18-39.
- Steinitz, C., Faris, R., Vargas-Moreno, J. C., Huang, G., Lu, S. Y., Arizpe, O., & Baird, K. (2005). *Alternative futures for the region of Loreto. Mexico: Baja California Sur*. Cambridge, USA: Harvard University.
- Vanderplank, S., Favoretto, F., Mascareñas, I., & Aburto, O. (2020). *San Basilio: biodiversidad y conservación*. San Diego, USA: International Community Foundation.
- Velázquez-Zapata, J. A., & Troin, M. (2020). Uncertainty in the evaluation of climate change impacts over two Mexican Catchments. *Tecnología y ciencias del agua*, 11(1), 1-36.

- WaterUN. (2012). *Managing water under uncertainty and risk. The United Nations world water development report 4, UN Water Reports*. Paris, France: World Water Assessment Programme.
- Wurl, J., Rodríguez, L. M., Cassassuce, F., Gutiérrez, G. M., & Velázquez, E. R. (2013). Geothermal water in the San Juan Bautista Londó aquifer, BCS, Mexico. *Procedia Earth and Planetary Science*, 7, 900-903.
- WWAP, Programa Mundial de Evaluación de los Recursos Hídricos de la UNESCO. (2019). *Informe Mundial de las Naciones Unidas sobre el Desarrollo de los Recursos Hídricos 2019: No dejar a nadie atrás*. París, Francia: Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura.
- Zhao, K. Y., Jiang, X. W., Wang, X. S., & Wan, L. (2021). Restriction of groundwater recharge and evapotranspiration due to a fluctuating water table: A study in the Ordos Plateau, China. *Hydrogeology Journal*, 29(2), 567-577.

DOI: 10.24850/j-tyca-14-01-09

Notas

**Aplicación de un prototipo anóxico calizo para
tratamiento de drenajes ácidos producidos de forma
sintética, variando la concentración de Fe⁺²**

**Application of an anoxic-limestone prototype for
treating acid drains produced synthetically, varying the
concentration of Fe⁺²**

César René Blanco-Zúñiga¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-9181-4944>

Nicolás Rojas-Arias², ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-3358-2484>

¹Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, Escuela de Ingeniería Ambiental, Grupo de Investigación GISABA, Tunja-Boyacá, Colombia, cesar.blanco@uptc.edu.co

²Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, Escuela de Ingeniería Metalúrgica, Tunja-Boyacá, Colombia/Graduate Program in Materials Science and Engineering, Department of Materials Engineering, Federal University of São Carlos, São Carlos, Brazil, nicolas.rojas@estudante.ufscar.br



Autor para correspondencia: Nicolás Rojas-Arias,
nicolas.rojas@estudiante.ufscar.br

Resumen

Las explotaciones mineras asociadas con la extracción de carbón y esmeraldas en el departamento de Boyacá, Colombia, contribuyen en la generación de drenajes ácidos de mina (DAM), los cuales afectan los ecosistemas cercanos a la actividad minera. La aplicación de sistemas básicos como los drenajes anóxicos calizos (DAC) permiten contrarrestar la acidez presente en los DAM elevando el pH. Sin embargo, no pueden eliminar de manera significativa compuestos como los sulfatos y el hierro ferroso, contenidos en este tipo de residuos. Debido a lo anterior, el presente trabajo estudia el comportamiento de un drenaje ácido sintético (DAS) anóxico, tratado a través de un sistema de DAC, utilizando la roca caliza de la zona como futura posibilidad de aplicación para el tratamiento de residuos a nivel industrial. Las muestras sintéticas se analizaron con tiempos de retención hidráulica de 8, 16 y 24 h en condiciones anóxicas. Los resultados muestran una regulación del pH después de las 8 h de tratamiento. La alcalinidad de las muestras preparadas de Fe^{+2} de 10 y $100 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ alcanzan su pico máximo en este mismo periodo de tiempo, reduciendo la concentración de Fe^{+2} presente en las muestras de DAS en un 88 %, con un tiempo de retención de 24 h. El estudio demuestra que la aplicación de DAC para el tratamiento de este tipo de aguas disminuye



de forma significativa la concentración de Fe^{+2} , el cual puede estar asociado con la formación de carbonatos.

Palabras clave: drenaje ácido de mina (DAM), drenaje ácido sintético (DAS), drenaje anóxico calizo (DAC), tiempo de retención hidráulica, alcalinidad, Fe^{+2} .

Abstract

Mining operations associated with the extraction of coal and emeralds in the department of Boyacá, Colombia, contribute to the generation of acid mine drainage (AMD), which affects the ecosystems close to the mining activity. Applying basic systems such as limestone anoxic drains (DAC) make it possible to counteract the acidity present in the MAD by raising the pH. However, they cannot significantly remove sulfate and ferrous iron from the waste. Due to the above, this work studies the behavior of anoxic synthetic acid drainage (SAD), treated through a DAC system, using the area's limestone as a future possibility of application for the treatment of these wastes at an industrial level. Synthetic samples were analyzed with hydraulic retention times of 8, 16, and 24 hours under anoxic conditions. The results show pH regulation after 8 hours of treatment. The alkalinity of the prepared 10 and 100 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ Fe^{+2} samples reach their maximum peak in this same period, reducing the Fe^{+2} concentration present in the DAS samples by 88% with a retention time of 24h. This study shows that the application of DAC to treat this type of



water significantly reduces the concentration of Fe^{+2} , which may be associated with the formation of carbonates.

Keywords: Acid Mine Drainage (AMD), synthetic acid drainage (SAD), Anoxic Limestone Drainage (DAC), Hydraulic Retention Time, alkalinity, Total Fe.

Recibido: 19/10/2020

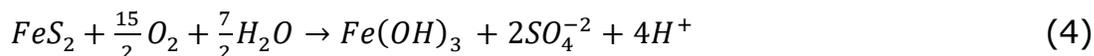
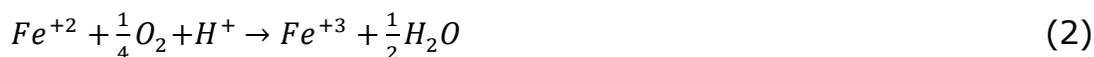
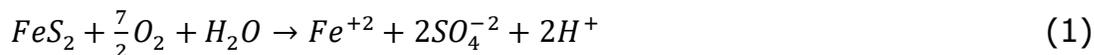
Aceptado: 09/09/2021

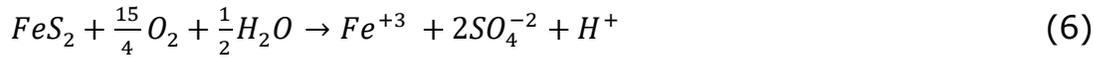
Introducción

Los drenajes ácidos de mina (DAM) son un contaminante ambiental asociado con las actividades mineras, los cuales se forman cuando los minerales sulfurados como la piritita (FeS_2) se exponen al agua y al oxígeno, liberando sulfatos en la solución. Las concentraciones de sulfatos pueden variar dependiendo de la zona y la actividad minera. Sin embargo, las aguas presentes en este tipo de actividades suelen presentar pH bajos, además de una alta salinidad y metales pesados tóxicos (Labastida *et al.*, 2019).

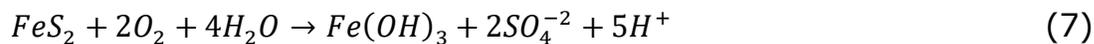


La principal fuente de generación de los DAM es la oxidación de minerales sulfurosos, los cuales se exponen inicialmente al medio ambiente por las actividades mineras. El mineral de pirita (FeS_2) es uno de los principales minerales responsables por la generación de DAM debido a su fácil oxidación cuando se expone al oxígeno, agua y microorganismos (Blodau, 2006; Chen *et al.*, 2014; Han, Youm, Oh, Cho, & Ahn, 2017; Pierre-Louis *et al.*, 2015). La oxidación de la pirita se representa por diferentes reacciones bajo distintas condiciones. Por ejemplo, las reacciones (1-6) presentan los procesos más comunes de oxidación de la pirita:





La reacción (7) resume todo el proceso de la oxidación de la pirita, donde el primer oxidante involucrado es el hierro ferroso (Fe^{+2}), el cual se transforma en hierro férrico (Fe^{+3}) para formar la fase de limonita ($Fe(OH)_3$), aprovechando el oxígeno molecular presente dentro del agua (Evangelou, 1995):



La regeneración del hierro férrico (que se reduce a ferroso en reacción con pirita) es la reacción clave que promueve la oxidación continua del mineral (Johnson & Hallberg, 2005), haciendo que este fenómeno se perpetúe en el tiempo.

La contaminación asociada con los DAM puede ser tratada por técnicas pasivas o activas (Skousen, Sexstone, & Ziemkiewicz, 2000; Waters, Santomartino, Cramer, Murphy, & Taylor, 2003). A diferencia de los tratamientos activos que agregan continuamente material neutralizante para contrarrestar la acidez, los tratamientos pasivos (óxicos y anóxicos) se construyen con material neutralizante para una vida útil de 25 años, por lo que no se requiere estar agregando insumos adicionales; estos sistemas son los más adecuados para complementar sistemas activos o ser implementados en minas cerradas o abandonadas,



ya que presentan una tasa de flujo y química más estable (Skousen *et al.*, 2000; Skousen & Ziemkiewicz, 2005). Los tratamientos activos requieren de equipos (tanques, mezcladores, bombas), operación regular, mantenimiento y dosificación continua con químicos, además de energía, por lo cual requieren un mayor costo para su operación; no obstante, son más confiables que los sistemas pasivos (Younger, Banwart, & Hedin, 2002). Dentro de las ventajas de los tratamientos activos se tiene lo siguiente: remoción efectiva de contaminantes presentes en los DAM (acidez y metales), control preciso del proceso para producir un agua con una química específica y una baja disponibilidad de área para su construcción (Trumm, 2010). Los DAC están generalmente limitados por una baja tasa de neutralización y de remoción de contaminantes metálicos si se comparan con los tratamientos activos (Yadav, 2015). La elección entre un sistema de tratamiento pasivo o activo depende de las características fisicoquímicas de las aguas a tratar. Los sistemas pasivos son deseables para tratar DAM con baja acidez ($< 800 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ de $\text{CaCO}_3\cdot\text{l}^{-1}$) y bajos caudales; mientras que los sistemas activos se diseñan para trabajar con cualquier acidez, caudal, carga ácida y metálica. Comparando los dos sistemas, los tratamientos pasivos pueden proveer soluciones a bajo costo a menos que se usen de forma inapropiada (Taylor, Pape, & Murphy, 2005).

Los DAM pueden ser tratados mediante la aplicación de drenajes anóxicos calizos (DAC). Estos sistemas abióticos artificiales son utilizados para el tratamiento de tal tipo de drenajes, que están conformados por

celdas de roca caliza, generando alcalinidad de forma pasiva a medida que el agua anóxica circula a través de ellos. Bajo condiciones anóxicas, la caliza se recubre con hidróxidos de hierro ($\text{Fe}(\text{OH})_3$), disminuyendo su capacidad de alcalinización (Skousen, 1991). Para evitar dicho problema, las concentraciones de Fe^{+3} y O_2 del afluente deben estar por debajo de $1 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (Zipper, Skousen, & Jage, 2014). Sin embargo, se ha observado efectividad con concentraciones de $2 \text{ mgO}_2\cdot\text{l}^{-1}$ y concentraciones de Fe^{+3} con porcentajes cercanos al 10 % del Fe total dentro de una muestra de agua ácida (Skousen *et al.*, 2000).

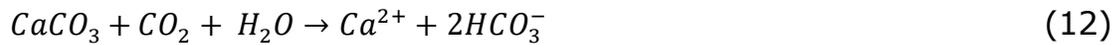
El sistema carbonato es el sistema amortiguador de ácidos más importante en aguas naturales, así como uno de los más complejos (Snoeyink & Jenkins, 1980). Las especies químicas que conforman el sistema carbonato incluyen el dióxido de carbono (CO_2), dióxido de carbono disuelto u acuoso ($\text{CO}_{2(\text{aq})}$), ácido carbónico (H_2CO_3), bicarbonato (HCO_3^-), carbonato (CO_3^-) y carbonato contenido en los sólidos como en el CaCO_3 . La disolución de la roca caliza (reacción (8)) es conocida por ser un proceso de superficie (Plummer, Parkhurst, & Wigley, 1979; Sverdrup & Warfvinge, 1985). La secuencia de reacción para la disolución del carbonato de calcio en aguas ácidas es descrita por Beam, Cravota III, Brady y Simth (1990), donde la alcalinidad producida en la reacción (9) está disponible para reacciones de neutralización:





Cuando se evalúa el uso de los DAC, es importante señalar que la disolución de la roca caliza depende de si el sistema es abierto (drenaje óxico calizo) o cerrado (DAC) (Snoeyink & Jenkins, 1980). Si se asume que un DAC es un sistema cerrado, la presión parcial del dióxido de carbono (P_{CO_2}) se vuelve muy importante en la tasa potencial de disolución de la roca caliza, y por ende en la generación de alcalinidad (Skousen, Ziemkiewicz, & McDonald, 2019). La constante de equilibrio para la reacción (10) es cerca de $10^{-2.8}$; y la gran mayoría de CO_2 producido durante por la reacción entre la caliza con el drenaje ácido está presente como ($CO_{2(aq)}$) (Manahan, 1991; Ziemkiewicz, Skousen, Brant, Sterner, & Lovett, 1997). A medida que la roca caliza se disuelve es producido CO_2 en forma gaseosa, el cual incrementa la presión de un sistema cerrado. El CO_2 producido continúa reaccionando con la roca caliza, produciendo más alcalinidad bicarbonato; por consiguiente, la tasa de solubilidad es dependiente de la disponibilidad de CO_2 (Jacobson & Langmuir, 1970), como puede observarse en las reacciones (11-12).





Bajo presión atmosférica P_{CO_2} de 0.0003 atmósferas, la disolución de CaCO_3 en agua pura generará el equivalente a $60\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ de alcalinidad equivalente de CaCO_3 (Snoeyink & Jenkins, 1980). A medida que P_{CO_2} se incrementa, la alcalinidad disponible para ser disuelta en el agua también lo hace (Lovell, 1973). Por otra parte, cuando el agua entra en contacto con roca caliza a una presión de 0.05 atmósferas (situación común para el agua subterránea en un terreno con presencia de carbonatos), ésta tendrá una alcalinidad aproximada de $360\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (Lovell, 1973; Hem, 1985). Teóricamente, en una atmósfera constituida en un 100 % de CO_2 ($P_{\text{CO}_2} = 1\text{ atm}$), el agua en contacto con la roca caliza podría obtener una alcalinidad tan grande como $1\ 000\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (Lovell, 1973). La cantidad de alcalinidad que puede ser generada en un DAC es una función de su solubilidad, además de consideraciones cinéticas; el factor más importante es la presión parcial de CO_2 . La temperatura del agua, fuerzas iónicas de DAM, formación de complejos, efectos comunes de los iones, velocidad del agua, turbulencia y calidad de la roca caliza establecida en porcentaje de CaCO_3 también son factores importantes en el proceso (Naim, Hedin, & Watzlaf, 1992).

Normalmente los DAC no se diseñan para la remoción de Fe^{+2} ; sin embargo, algunos estudios han demostrado la remoción de este elemento mediante procesos de oxidación parcial, formando oxihidróxidos y carbonatos debido a la presencia de radicales H^+ (Plummer *et al.*, 1979;



Zipper *et al.*, 2014). Las excavaciones de los DAC se diseñan para excluir la entrada de oxígeno deshabilitando la precipitación de hidróxidos metálicos y neutralizando el DAM por la disolución de la roca caliza (Bejan & Bunce, 2015; Santomartino & Webb, 2007). Las variables del proceso, como el tiempo de retención hidráulico (TRH), presión parcial P_{CO_2} , pH inicial, y tamaño y composición de roca caliza, entre otros, pueden afectar el proceso de generación de alcalinidad (Labastida *et al.*, 2019). Un TRH de 15 h puede permitir que se alcance un 85 % de la alcalinidad total, variando de 80 a 320 $mg \cdot l^{-1}$ de $CaCO_3$ (Watzlaf, Schroeder, & Kairies, 2000). A su vez, y dependiendo de la mineralogía del lugar, los DAM pueden presentar altas concentraciones de SO_4^{-2} (Watzlaf *et al.*, 2000; Skousen *et al.*, 2019). En sistemas de DAC tampoco se espera una reducción significativa de sulfatos (SO_4^{-2}) debido a la formación de yeso ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$). Sin embargo, este proceso dependerá de la calidad de la caliza utilizada, por ejemplo, el contenido de Ca^{+2} que puede ofrecer (Skousen *et al.*, 2017).

Teniendo en cuenta lo anterior, el objetivo de este trabajo se enfoca en observar el efecto en el contenido de Fe^{+2} presente en muestras de drenajes ácidos sintéticos (DAS) producidos a escala de laboratorio, los cuales fueron tratados en sistemas de DAC mediante la implementación de roca caliza, como un estudio preliminar para la aplicación de este tipo de sistemas en el tratamiento de los drenajes ácidos de mina producidos en el departamento de Boyacá, Colombia. Los ensayos son realizados a

escala laboratorio, utilizando muestras sintéticas basadas en la concentración de Fe^{+2} .

Materiales y métodos

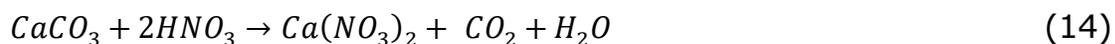
Muestras de DAS

Se prepararon tres muestras sintéticas anóxicas representativas de un drenaje ácido de mina, utilizando sulfato de hierro heptahidratado ($\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) para proporcionar hierro ferroso (Fe^{+2}) y sulfatos (SO_4^{-2}); sulfito de sodio (NaSO_3) para la remoción del oxígeno disuelto en el agua (Freeman, Surridge, Matthews, Stewart, & Haygarth, 2018), con valores menores a $1 \text{ mgO}_2 \cdot \text{l}^{-1}$, y ácido nítrico (HNO_3) para disminuir el pH en un rango de 2 a 2.3 sin comprometer un incremento de iones de sulfato en el sistema debido al uso de otros reactivos, como el ácido sulfúrico, que podrían dificultar el control y las mediciones realizadas en el estudio. Aunque no es común que los DAM se contaminen por la presencia de

HNO_3 , existe la posibilidad que se genere esa situación por la reacción en fase líquida de los óxidos de nitrógeno (NO_x – presentes en las descargas de emisiones contaminantes) con el vapor de agua atmosférico cuando se deposita de manera húmeda sobre el suelo (Rodhe, Crutzen, & Vanderpol, 1981). La reacción (13) describe el proceso:



Por otra parte, los explosivos hechos de nitrato de amonio (NH_4NO_3) o compuestos nitrogenados que son usados para la extracción de mineral, pueden contaminar los DAM con amoniaco ($\text{NH}_4\text{-N}$), nitratos (NO_3), metales y posiblemente sólidos suspendidos totales (SST) en elevadas concentraciones (Kuyucak, 1998). La ecuación de reacción del ácido nítrico con el carbonato de calcio es presentada por (Goodman, Underwood, & Grassian, 2000):



Como se observa en la reacción (14), la presencia de ácido nítrico en el DAS contribuye con la formación de nitrato de calcio, además de la producción de dióxido de carbono y agua. El CO_2 producido se considera un ácido débil (Naim *et al.*, 1992), el cual contribuye con la disolución de

roca caliza que conlleva a la formación de alcalinidad bicarbonato, tal y como se señala en la reacción (12).

El principio de preparación de las muestras se enfocó en la concentración de Fe^{+2} usando proporciones de 1, 10 y 100 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ basados en la variabilidad que puede presentar la concentración de esta especie metálica en los DAM de la región. Se utilizan tales concentraciones teniendo en cuenta criterios que sugiere la Organización Mundial de la Salud (OMS), por ejemplo, con concentraciones superiores al 0.3 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ de Fe se empiezan a generar olores ofensivos, además de un sabor metálico; esto destinado a muestras de agua potable. Por otra parte, en Colombia se recomienda una concentración máxima de 5 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ para aguas destinadas a uso agrícola teniendo en cuenta que el Fe no se considera un elemento tóxico, aunque sí afecta las condiciones óptimas para el uso del suelo en procesos agrícolas según el Decreto 1594 (junio 26 de 1984) (Contreras-Beltrán & García-Grajales, 2015; Lozano-Vergara, 2008). Asimismo, estudios previos en cuerpos de agua cercanos a la capital colombiana han revelado concentraciones de Fe que van desde pocos $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ hasta valores que superan los 100 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ en zonas de actividades mineras aledañas (Contreras-Beltrán & García-Grajales, 2015). Con base en lo anterior se busca observar el efecto que puede tener la variación en la concentración de Fe^{+2} en muestras de agua ácida anóxica para su tratamiento dentro de un sistema DAC.

Diseño y construcción del prototipo

La Figura 1 muestra el esquema del sistema utilizado para este estudio. El sistema se construyó en policloruro de vinilo con una longitud de 1 m y diámetro de 6", el cual fue sellado con acoples removibles e incorporado un sistema de recirculación de agua de bajo caudal por medio de una bomba peristáltica de 12 V. Se adicionó una válvula de evacuación al sistema para permitir la salida del aire atrapado y un llenado completo con el DAS, facultando la saturación completa del lecho calizo en ausencia de oxígeno atmosférico. De esta forma, el sistema permite simular la operación de un sistema DAC a escala real. La cantidad de aire atrapado en el sistema es mínima, por lo cual su posible influencia durante el tratamiento del DAS no se validó.



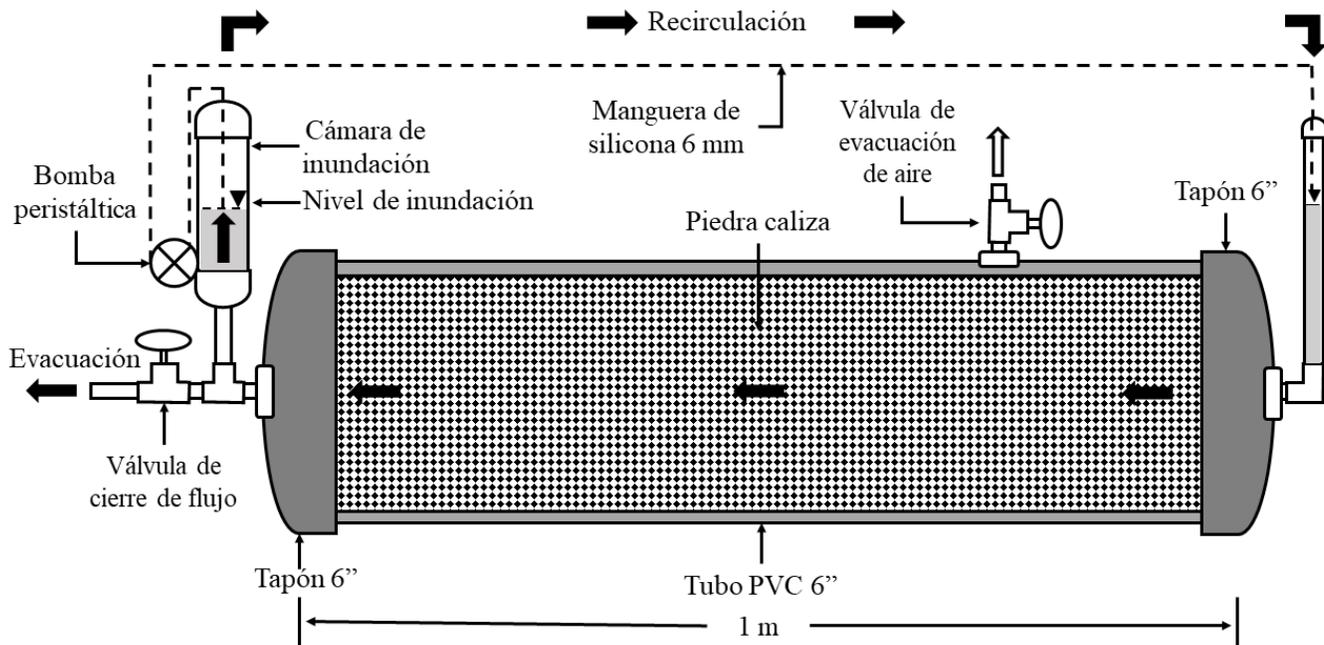


Figura 1. Esquema del prototipo del sistema anóxico calizo.

La roca caliza utilizada se recolectó de la cantera Metrópolis (km 6.6 vía Monquirá-Arcabuco), ubicada en la región de Boyacá, Colombia, la cual se caracterizó mediante la técnica de polvos por difracción de rayos X, utilizando un difractómetro PanAnytical con fuente de cobalto y $\lambda = 1.75 \text{ \AA}$ (Incitema, 2018), analizado mediante el *software* HighScore-Plus y análisis granulométrico mediante norma ASTM E-11, ASTM C-136 y ASTM (2010), y Statements y Ag (2014).

Operación del prototipo

El sistema se llenó en su totalidad con roca caliza, la cual posee un tamaño que varía de $\frac{1}{2}$ " a $\frac{1}{4}$ ", teniendo como base una porosidad del lecho calizo del 45 %. El sistema se trabajó por completo en horizontal, asegurando la remoción total de aire en el interior del dispositivo. La bomba peristáltica instalada se operó de manera programable por periodos de 25 minutos de funcionamiento, en intervalos de 3 h durante 24 h, garantizando la recirculación del DAS y un mejor contacto de éste con el lecho calizo reactivo. Se hicieron tres réplicas por tipo de muestra.

Toma y análisis de muestras

Se tomaron muestras de 50 ml del DAS después de 8, 16 y 24 h de TRH. Las muestras se filtraron y posteriormente se analizaron los parámetros de pH, usando un pH-metro SCHOTT Handylab pH11; oxígeno disuelto (OD) mediante oxímetro Hach-flexi HQ30d US Pat. 6912050,



estableciendo un valor referencia de concentración de saturación del OD de $7 \text{ mgO}_2 \cdot \text{l}^{-1}$, obtenido a partir de una muestra de agua sin alterar a una presión atmosférica de 740 hPa, 2 700 msnm y una temperatura ambiente de $17.5 \text{ }^\circ\text{C}$ (Sander, 2015); hierro total (Fe^{+2}) por método colorimétrico SM3500 Fe-B y medición de sulfatos (SO_4^{-2}) por método turbidimétrico SM 4500- SO_4^{-2} E, y alcalinidad y acidez a partir del método titulométrico SM2320B y SM2310B, respectivamente.

Resultados y discusión

La Figura 2 muestra el espectro de difracción obtenido para la roca caliza utilizado en este trabajo. La composición semicuantitativa de las fases minerales presentes dentro de la roca caliza se hizo mediante la aplicación del *software* HighScore-Plus de PanAnalytical. Se observa la presencia de calcita (CaCO_3) (73.2 %), dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) (9.3 %), y magnesita (MgCO_3) (0.5 %), además de presencia en silicatos, los cuales conforman un 17 % de la muestra, siendo agregados típicos de este tipo de minerales (Carlos, Barrios, Lucia, Castro, & Arenas, 2018). La suma de estos carbonatos (CO_3^{-2}) conforman el 83 % de la composición de la roca caliza utilizada dentro de este estudio. Tal concentración de carbonatos en el

mineral permite obtener un grado óptimo de alcalinidad (Watzlaf *et al.*, 2000).

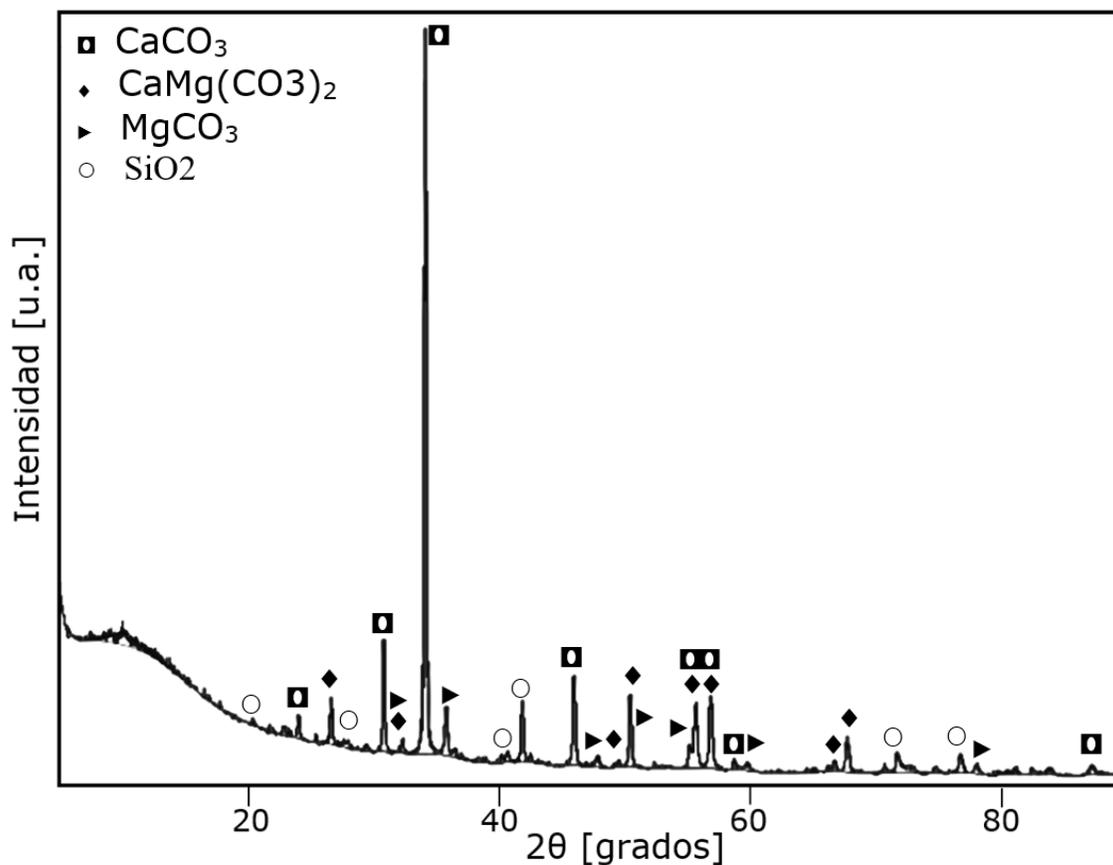


Figura 2. Patrón de DRX de la caliza trabajada en este estudio.

Los resultados de análisis granulométrico se presentan en la Figura 3. Para este estudio, la muestra de mineral no se sometió a procesos mecánicos de trituración o molienda previos. Se observa que el 73.8 %

de la muestra se presenta en un rango de tamaños entre 6.35 y 12.7 mm; el tamaño de ¼" es el más representativo, estableciéndose en un valor de 42.3 %, clasificándose como agregado grueso (grava), lo cual favorece un incremento en el área superficial del material. Las partículas del mineral con un tamaño de partícula fuera del rango establecido (p. ej., 6.35 y 12.7 mm) no se aprovecharon en este estudio. La eliminación de partículas de tamaño fino evita el taponamiento del sistema y facilita el paso de fluidos. Asimismo, el control de un tamaño de partícula fina permitirá una mayor superficie de contacto que podrá actuar con el DAM (Labastida *et al.*, 2019).

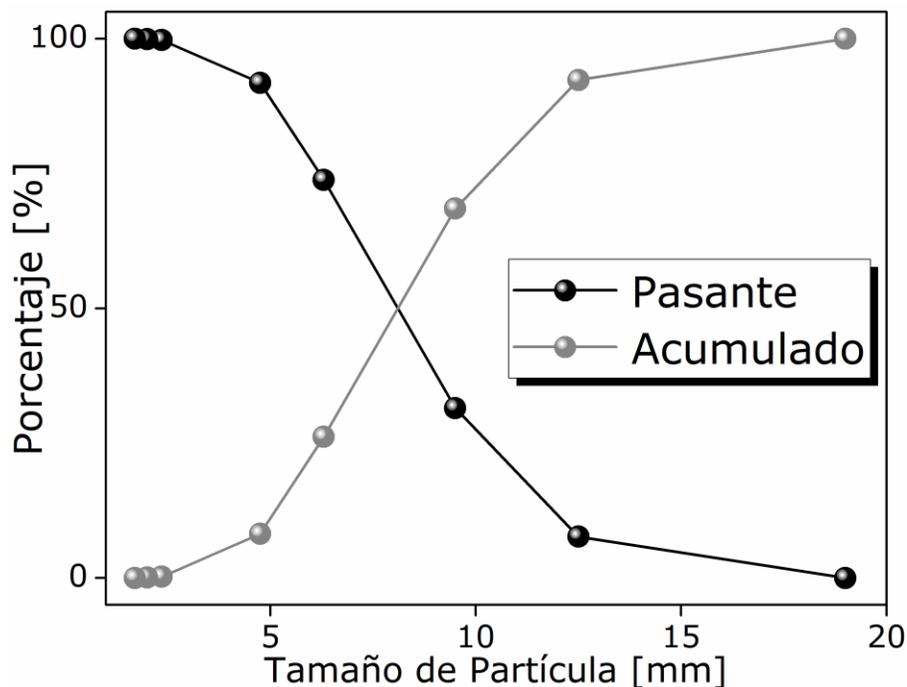


Figura 3. Curvas granulométricas de la roca caliza.

Los resultados obtenidos en este trabajo se presentan en forma de gráficos, realizados en función del tiempo de tratamiento de 0, 8, 16 y 24 h para las diferentes muestras preparadas con concentraciones de Fe de 1, 10 y 100 mg·l⁻¹. La Figura 4 muestra el comportamiento de la alcalinidad, acidez, remoción de sulfatos, remoción de Fe, variación del pH y OD para los TRH de 8, 16 y 24 h. Los valores de alcalinidad se sitúan en el rango de 80 a 320 mg·l⁻¹ de CaCO₃, comparables con los valores observados en la literatura (Skousen *et al.*, 2017).

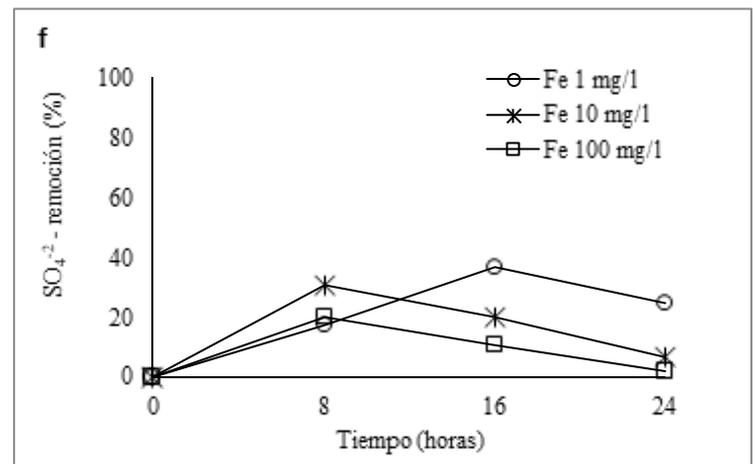
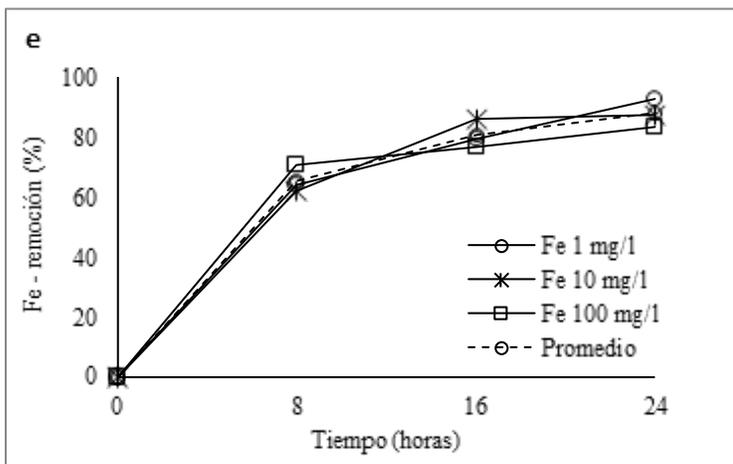
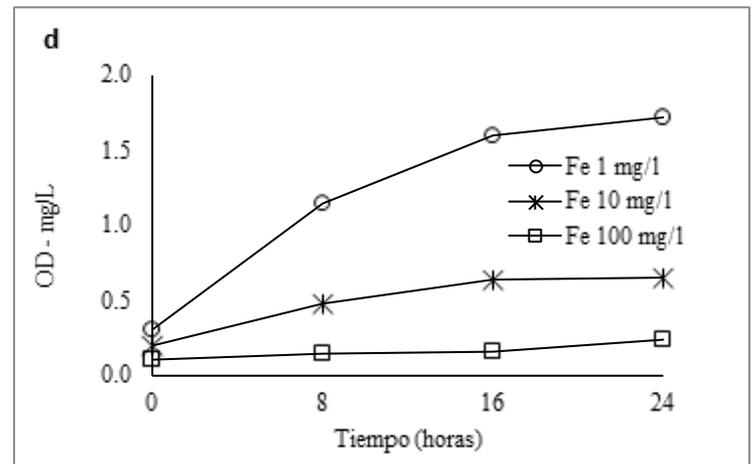
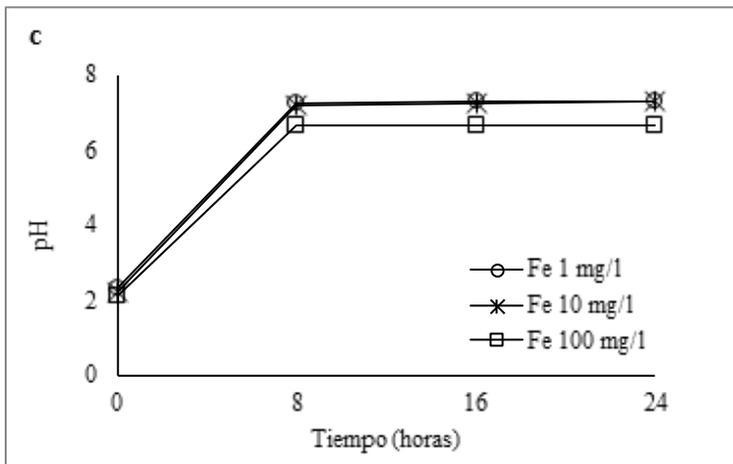
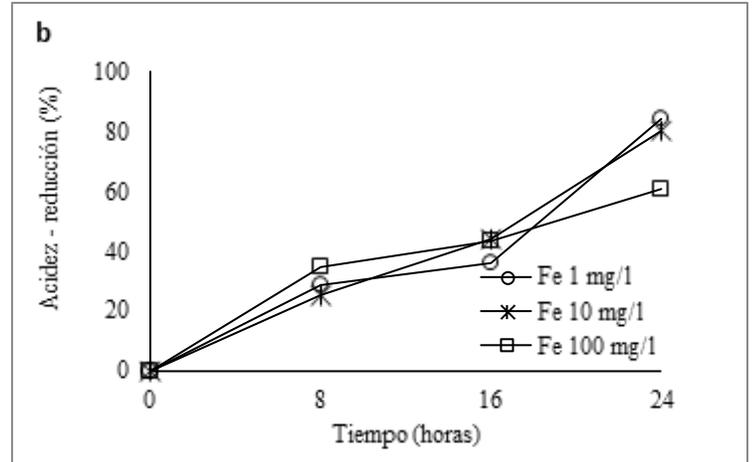
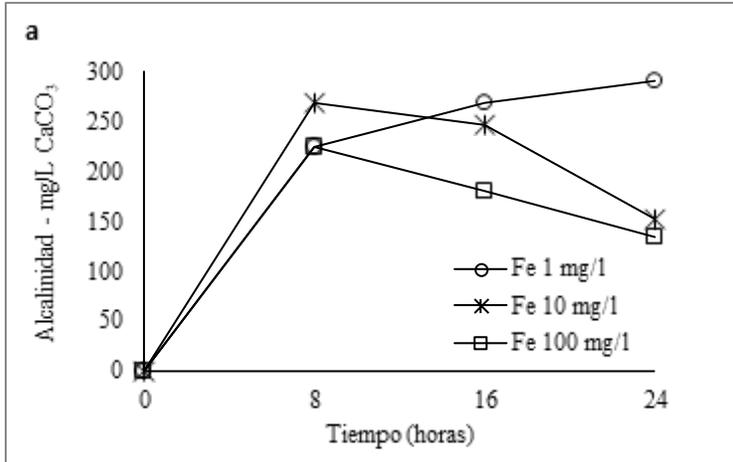


Figura 4. Comportamiento fisicoquímico de las muestras de DAS trabajadas por DAC en: a) alcalinidad; b) acidez; c) pH; d) oxígeno disuelto (OD); e) porcentaje de reducción de Fe, y f) porcentaje de remoción de iones sulfato.

La Figura 4a presenta el comportamiento de alcalinidad en cada una de las muestras trabajadas. El valor máximo de alcalinidad se obtuvo para una concentración de hierro de $1 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ con un TRH de 24 h, con un valor de $291.2 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ de CaCO_3 . Las muestras con concentraciones de 10 y $100 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ de Fe obtuvieron una alcalinidad máxima después de las 8 h de TRH, seguidas de una alta tasa de descenso significativo. El manejo de roca caliza con tamaños de partícula relativamente pequeños, por ejemplo, inferior a 1", además de una óptima distribución de tamaño de partícula, permite un incremento del área superficial del lecho calizo, favoreciendo la tasa de regulación de pH y alcalinidad en el sistema (Labastida *et al.*, 2019), disminuyendo la acidez del fluido.

En un sistema DAC, la acidez puede estar en un rango de 170 a $200 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ de CaCO_3 y los porcentajes de reducción en un rango de 50 a 80 % (Skousen *et al.*, 2017; Ziemkiewicz, Skousen, & Simmons, 2003). La Figura 4b muestra los cambios de acidez durante el tratamiento de las DAS. La concentración más alta de acidez se obtuvo para la muestra de Fe de $100 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, con una concentración de $920 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ de CaCO_3 , la cual disminuyó hasta $360 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ después de 24 h de TRH. El porcentaje de remoción en este caso se estableció en 60.87 %. Por otra parte, los

rangos de remoción de acidez para las concentraciones de Fe de 1 y 10 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ superaron el 80 %.

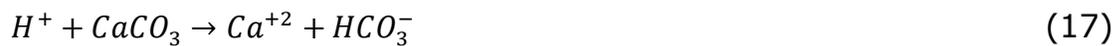
Se observa una reducción en la tasa de remoción de acidez de la muestra entre las 8 h de TRH. Este estancamiento se ve acompañado por una regulación del pH en todas las muestras, como puede observarse en la Figura 4c, así como una disminución repentina de la alcalinidad (CaCO_3 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$) en las muestras con una concentración de 10 y 100 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ de Fe^{+2} CaCO_3 . El incremento máximo del pH se logra en las primeras 8 h de TRH, estabilizándose en un valor promedio de 7.3 para las concentraciones de Fe de 1 y 10 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Sin embargo, para la concentración de Fe de 100 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$, el valor máximo alcanzado de pH fue de 6.66, el cual presentó el menor porcentaje de reducción de acidez en la muestra. Independientemente de las concentraciones de preparación de Fe^{+2} , el comportamiento frente su remoción dentro del sistema DAC es muy similar. Como se puede observar, la remoción de Fe^{+2} aumenta en función del TRH para los tres casos analizados. Para la concentración más alta de Fe^{+2} , el valor de pH obtenido fue menor y esto se puede deber en gran medida a una mayor reactividad en la producción de acidez protónica (H^+), la cual puede influir en la producción de alcalinidad y, en consecuencia, en la remoción de la acidez.

El comportamiento de descenso en la alcalinidad después de 8 h de TRH para las concentraciones de Fe de 10 y 100 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ puede sugerir que el sistema produce una liberación en exceso de acidez (H^+), la cual

permite la formación de siderita (FeCO_3), como se presenta a continuación (reacciones 15-16):



La roca caliza neutraliza el ácido del DAS y adiciona alcalinidad por el bicarbonato formado. También puede producirse agua y dióxido de carbono y ácido carbónico con base en las siguientes reacciones (17-19):



No obstante, es necesario realizar una caracterización y análisis de los precipitados que son generados durante el proceso, los cuales estarán asociados con las condiciones del entorno, como características físicas y químicas del fluido y caliza utilizados. Se espera realizar un análisis más

concreto sobre los fenómenos fisicoquímicos que envuelven esta etapa en estudios posteriores, haciendo uso de los datos obtenidos con las muestras de DAS para un análisis posterior en muestras de DAM obtenidas en los procesos mineros llevados a cabo dentro de la región de Boyacá, Colombia. En ausencia de O₂ atmosférico, la remoción de Fe⁺² del DAS preparado con una concentración de Fe de 1 mg·l⁻¹ se da por oxidación mediante la reacción entre el Fe⁺² disuelto dentro de la solución y el CaCO₃ presente en la caliza mediante la siguiente reacción química (20) (Aduvire, 2006):



La Figura 4d muestra los valores de concentración de OD obtenidos en este trabajo. A partir de tal dato se establecieron los porcentajes de saturación en función del TRH, obteniéndose una saturación máxima de 24.82 % (1.72 mgO₂·l⁻¹) a las 24 h para el DAS con Fe de 1 mg·l⁻¹. Para las concentraciones de Fe de 10 y 100 mg·l⁻¹, el OD permaneció dentro del rango recomendado de operación del sistema DAC, por ejemplo, 1 mgO₂·l⁻¹ (Zipper *et al.*, 2014). La concentración de OD en la muestra con 1 mg·l⁻¹ de Fe⁺² aún está dentro del rango de funcionamiento para el cual el DAC todavía es efectivo (< 2 mgO₂·l⁻¹), considerando que el blindaje en la roca caliza por la formación de yeso es despreciable (Skousen *et al.*, 2000). Sin embargo, los valores de OD para una aplicación práctica, como sistemas de riego, cultivo o acuicultura aún son bastante bajos, por lo que

se requiere de la aplicación de etapas de aireación después del tratamiento de DAS en sistemas de DAC.

Debido a la baja cantidad de OD, como se observa en la Figura 4d, donde las muestras preparadas presentan una concentración de OD inicial inferior al $0.5 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, se favorece la hidrólisis con el agua (Nordstrom, Blowes, & Ptacek, 2015). Bajo estas circunstancias se presume que el Fe^{+2} terminó por formar precipitados de $\text{Fe}(\text{OH})_3$ mediante la transformación de Fe^{+2} a Fe^{+3} , que permite la formación de hidróxidos de hierro. También pueden formarse hidróxidos a partir de Fe^{+2} en forma de $\text{Fe}(\text{OH})_2$; sin embargo, se requieren condiciones con un pH superior a 8.0 (Demchak, Morrow, & Skousen, 2001). Por otra parte, la solubilidad del $\text{Fe}(\text{OH})_2$ comienza a disminuir levemente en valores de pH superiores a 6.5 (Chai *et al.*, 2020; Scholz & Kahlert, 2015). Para las concentraciones de Fe de 10 y $100 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, la baja concentración de OD remanente en el DAS no es suficiente desde el punto de vista estequiométrico para oxidar el Fe^{+2} . Sin embargo, los análisis revelaron una reducción promedio equivalente al 87.99 % del Fe^{+2} a 24 h de TRH.

La Figura 4e muestra el comportamiento de remoción de Fe en las muestras de DAS en cada uno de los intervalos estudiados. La reducción encontrada en los tres tipos de muestras presentó un comportamiento similar, presentando valores de remoción promedio de hierro (Fe^{+2}) de 65.64, 80.85 y 87.99 % para tiempos de retención de 8, 16 y 24 h, respectivamente. Estos porcentajes de remoción están asociados con la formación de precipitados del Fe^{+2} en ausencia de oxígeno. Estudios

hechos a escala piloto utilizando un sistema DAC revelaron la reducción de hierro en porcentaje promedio equivalente de 67.7 %, asociado con un incremento de pH de 7.16 durante un periodo de contacto del DAS con el lecho calizo de 30 minutos. No obstante, este trabajo no realiza un énfasis con el tipo de especie de Fe trabajado (p. ej., total, Fe^{+2} , Fe^{3+}) (Kusin, Shayeeda, & Misbah, 2013).

Esta situación pone en evidencia que los DAC tienen la capacidad de remover Fe^{+2} en ausencia de OD mediante la formación de precipitados como carbonatos (Fernando, Ilankoon, Syed, & Yellishetty, 2018; Rakotonimaro, Neculita, Bussière, Genty, & Zagury, 2018). Sin embargo, desde el punto de vista operacional a escala real, tal situación generaría fallas en el sistema, pues los carbonatos pueden alcanzar su máxima solubilidad en la solución para luego precipitarse dentro del lecho calizo, taponando la porosidad del medio, generando problemas de contacto y disminuyendo los tiempos de retención en el tratamiento anóxico. Generalmente los DAC no se diseñan ni se construyen para remover Fe^{+2} ya que en estado anóxico éste no se oxida (Sandlin, Langman, & Moberly, 2020; Skousen *et al.*, 2017).

La Figura 4f muestra la concentración de iones sulfato en cada una de las muestras trabajadas. Los DAS presentan altas concentraciones de SO_4^{-2} (Aduvire, 2006), por lo cual no se espera que haya una reducción significativa de éstos en un sistema DAC a menos que se produzcan incrustaciones de yeso (Jouini, Rakotonimaro, Neculita, Genty, & Benzaazoua, 2019).



El valor más alto de reducción de sulfatos fue obtenido para la concentración de Fe de $1 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, estableciéndose en 36.76 % a las 16 h de TRH. Por otra parte, los porcentajes de reducción para las concentraciones de Fe de 10 y $100 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ fueron de 34.54 y 19.85 % a las 8 h de TRH, respectivamente. Los largos periodos de retención muestran una baja remoción de iones sulfato, afectando el proceso de restauración del DAS. Este comportamiento se debe a la baja sorción de Fe-oxihidróxidos debido a la carencia de una cantidad suficiente de OD dentro del sistema para que ocurra dicha reacción, teniendo en cuenta la aplicación de un sistema anóxico en este estudio, y la pasivación de la superficie de la roca caliza, causado por la formación de pátinas de yeso en la superficie (Fernando *et al.*, 2018). El comportamiento observado en la reducción de sulfatos es poco predecible para las diferentes concentraciones de Fe trabajadas. Se espera realizar estudios y análisis con un mayor detalle de dicho fenómeno en trabajos posteriores, aplicando muestras de DAS de la región de Boyacá, Colombia.

Dentro de este estudio se observó la posibilidad de aplicación de un sistema prototipo DAC en el tratamiento de un DAS variando la concentración de Fe^{+2} presente en las muestras. Los resultados obtenidos en este estudio permiten establecer que la especie metálica de hierro ferroso presente es susceptible de ser removido por estos sistemas debido al proceso de carbonatación (formación de siderita en un caso de estudio) (Hedin & Watzlaf, 1994). Se excluye del proceso de remoción de hierro ferroso la posible formación de $\text{Fe}(\text{OH})_2$, dado que la insolubilidad de este

precipitado comienza levemente a pH superiores de 7.0 (Skousen *et al.*, 1999), y se establece completamente a pH superiores a 8.0 (Demchak *et al.*, 2001; Hem & Cropper, 1962). Teniendo en cuenta que no se forma $\text{Fe}(\text{OH})_2$ que recubra la superficie de la roca caliza, también se evita el atrapamiento de Fe^{+2} por formación de yeso, aunque no se descarta una reducción asociada con el fenómeno de adsorción sobre la superficie del lecho (Watzlaf *et al.*, 2000). Las situaciones mencionadas ponen en contexto una posible falla en la implementación de estos sistemas, ya que la presencia de carbonatos podría obstruir la porosidad del medio, reduciendo el tiempo de retención hidráulica, así como la eficacia del tratamiento. Bajo la circunstancia observada, los sistemas DAC deben ser diseñados con un sistema de retrolavado que permita la evacuación de precipitados formados en su interior de manera periódica.

Conclusiones

En este trabajo se estudió la aplicabilidad de un sistema prototipo DAC en el tratamiento de un DAS anóxico, evaluando la tasa de remoción de Fe^{+2} presente en diferentes concentraciones.



Se observó una reducción significativa del Fe^{+2} contenido en cada una de las muestras DAS con un comportamiento similar, independientemente de la concentración de este elemento. Los resultados obtenidos presentan una tasa de remoción óptima de este elemento sin comprometer el funcionamiento del sistema a corto plazo (etapa de experimentación a escala de laboratorio). Al evaluar el comportamiento de la alcalinidad, se evidenció una reducción significativa para las muestras DAS de 10 y 100 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$, probablemente asociada con la producción de acidez debido a la carga metálica; sin embargo, los valores finales se encuentran en un rango en el que este tratamiento pasivo sigue siendo operacional.

La baja concentración de OD, la disponibilidad de calcita (CaCO_3) y la presencia de bicarbonato (HCO_3^-) pueden favorecer la generación de precipitados carbonatados a partir de la reacción del Fe^{+2} , liberando acidez en la solución. Dicha situación podría generar problemas asociados con taponamientos del sistema, desfavoreciendo su implementación como tratamiento pasivo de los DAM para aguas ácidas anóxicas fuertemente cargadas con Fe^{+2} . Por otra parte, la precipitación de los carbonatos metálicos (p. ej., a partir de especies metálicas como Fe, Al y Mn representativas de los DAM) podría disminuir la porosidad y reactividad del lecho calizo, reduciendo en cierta medida la producción de alcalinidad, afectando la eficacia del tratamiento. Bajo esta circunstancia específica es necesario rediseñar estos sistemas con dispositivos que permitan la evacuación de precipitados por la parte inferior, evitando así su

colmatación, prolongando su vida útil. Se pretende estudiar tal situación de forma más detallada.

Los autores expresan su motivación en el desarrollo de esta investigación, y se espera estudiar el comportamiento y la viabilidad de este tipo de sistemas a escala piloto e industrial, utilizando los DAM producidos en la región de Boyacá, Colombia, dentro de trabajos futuros.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer al departamento de Ingeniería Ambiental de la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia por suministrar los materiales y recursos necesarios para el buen desarrollo de esta investigación.

Referencias

Aduvire, O. (2006). *Drenaje ácido de mina: generación y tratamiento*. Madrid, España: Instituto Geológico y Minero de España, Dirección de Recursos Minerales y Geoambiente.

ASTM, American Society for Testing and Materials. (2010). *ASTM E11-09: Standard Specification for Woven Wire Test Sieve Cloth and Test Sieves* (ASTM E11-09). Recuperado de <https://doi.org/10.1520/E0011-09E01.2>

Beam, R. L., Cravota III, C. A., Brady, K. B., & Simth, M. W. (1990). *Effectiveness of the addition of alkaline materials at surface coal*



mines in preventing or abating acide mine drainage: Part 1.
Recuperado de <https://doi.org/10.21000/JASMR90010221>

Bejan, D., & Bunce, N. J. (2015). Acid mine drainage: Electrochemical approaches to prevention and remediation of acidity and toxic metals. *Journal of Applied Electrochemistry*, 45(12), 1239-1254. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s10800-015-0884-2>

Blodau, C. (2006). A review of acidity generation and consumption in acidic coal mine lakes and their watersheds. *Science of the Total Environment*, 369(1-3), 307-332. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2006.05.004>

Carlos, J. A. N., Barrios, B., Lucia, M., Castro, M., & Arenas, S. M. (2018). Prospectiva estratégica en los procesos de extracción y del beneficio de la roca caliza en el norte del Cesar, Colombia. *Revista Agunkuya*, 4, 1-14.

Chai, Y., Qin, P., Zhang, J., Wu, Z., Li, T., Xu, W., & Sun, H. (2020). Experimental study and application of dolomite aeration oxidation filter bed for the treatment of acid mine drainage. *Minerals Engineering*, 157, 106560. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.mineng.2020.106560>

Chen, Y., Li, J., Chen, L., Hua, Z., Huang, L., Liu, J., Xu, B., Liao, B., & Shu, W. (2014). Biogeochemical processes governing natural pyrite oxidation and release of acid metalliferous drainage. *Environmental Science & Technology*, 48(10), 5537-5545. Recuperado de <https://doi.org/10.1021/es500154z>



- Contreras-Beltrán, B. A., & García-Grajales, J. A. (2015). *Análisis de la calidad físico-química del agua en la quebrada el santuario por la explotación de hierro en el municipio de Ubalá - Cundinamarca*. Bogotá, Colombia: Universidad Libre de Colombia.
- Demchak, J., Morrow, T., & Skousen, J. (2001). Treatment of acid mine drainage by four vertical flow wetlands in Pennsylvania. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 1(1), 71-80. Recuperado de <https://doi.org/10.1144/geochem.1.1.71>
- Evangelou, V. P. (1995). *Pyrite oxidation and its control - solution chemistry, surface chemistry, acid mine drainage (AMD), molecular oxidation mechanisms, microbial role, kinetics, control, ameliorates and limitations, microencapsulation*. New York, USA: CRC Press.
- Fernando, W. A. M., Ilankoon, I. M. S. K., Syed, T. H., & Yellishetty, M. (2018). Challenges and opportunities in the removal of sulphate ions in contaminated mine water: A review. *Minerals Engineering*, 117(December 2017), 74-90. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.mineng.2017.12.004>
- Freeman, A. I., Surridge, B. W. J., Matthews, M., Stewart, M., & Haygarth, P. M. (2018). New approaches to enhance pollutant removal in artificially aerated wastewater treatment systems. *Science of the Total Environment*, 627, 1182-1194. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.01.261>
- Goodman, A. L., Underwood, G. M., & Grassian, V. H. (2000). A laboratory study of the heterogeneous reaction of nitric acid on calcium

carbonate particles. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D23), 29053-29064. Recuperado de <https://doi.org/10.1029/2000JD900396>

Han, Y. S., Youm, S. J., Oh, C., Cho, Y. C., & Ahn, J. S. (2017). Geochemical and eco-toxicological characteristics of stream water and its sediments affected by acid mine drainage. *CATENA*, 148, 52-59. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.11.015>

Hedin, R. S., & Watzlaf, G. R. (1994). The effects of anoxic limestone drains on mine water chemistry. *Journal American Society of Mining and Reclamation*, 1994(1), 185-194. Recuperado de <https://doi.org/10.21000/JASMR94010185>

Hem, J. D. (1985). *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water* (Supply Paper, 2254). New York, USA: US Geological Survey Water.

Hem, J. D., & Cropper, W. H. (1962). Chapter A: Survey of ferrous-ferric chemical equilibria and redox potentials. *Chemistry of Iron in Natural Water*, 1-33. Washington, D.C., USA. U.S. Government Publishing Office.

Incitema, Instituto para la Investigación e Innovación en Ciencia y Tecnología de Materiales. (2018). *Análisis de falla y evaluación de materiales*. Boyacá, Colombia: Instituto para la Investigación e Innovación en Ciencia y Tecnología de Materiales.

Jacobson, R. L., & Langmuir, D. (1970). The chemical history of some



spring waters in carbonate rocks. *Ground Water*, 8(3), 5-9.
Recuperado de <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1970.tb01302.x>

Johnson, D. B., & Hallberg, K. B. (2005). Acide mine drainage remediation options: A review. *Science of the Total Environment*, 338, 3-14.

Jouini, M., Rakotonimaro, T. V., Neculita, C. M., Genty, T., & Benzaazoua, M. (2019). Stability of metal-rich residues from laboratory multi-step treatment system for ferriferous acid mine drainage. *Environmental Science and Pollution Research*, 26(35), 35588-35601. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s11356-019-04608-1>

Kusin, F. M., Shayeeda, A., & Misbah, A. (2013). A comparative study of anoxic limestone drain and open limestone channel for acidic raw water treatment. *Environmental Engineering Science*. 06, 87-92.

Kuyucak, N. (1998). Mining, the environment and the treatment of mine effluents. *International Journal of Environment and Pollution*, 10(2), 315. Recuperado de <https://doi.org/10.1504/IJEP.1998.005151>

Labastida, I., Armienta, M. A., Lara, R. H., Briones, R., González, I., & Romero, F. (2019). Kinetic approach for the appropriate selection of indigenous limestones for acid mine drainage treatment with passive systems. *Science of the Total Environment*, 677, 404-417. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.04.373>

Lovell, H. L. (1973). An appraisal of neutralization processes to treat coal mine drainage. *U.S. EPA Report EPA-670/2-73-093*, 72-98.



- Lozano-Vergara, A. (2008). *Resolución 5731 de 2008: por la cual se deroga la resolución 1813 de 2006 y se adoptan nuevos objetivos de calidad para los tópicos Salitre, Fucha, Tunjuelo y el Canal Torca en el Distrito Capital*. Bogotá, Colombia. Secretaría Distrital de Ambiente.
- Manahan, S. E. (1991). *Environmental Chemistry* (4th ed). New York, USA. CRC Press.
- Nairn, R. W., Hedin, R. S., & Watzlaf, G. R. (1992). Generation of alkalinity in an anoxic limestone drain. *Journal American Society of Mining and Reclamation*, 1992(1), 206-219. Recuperado de <https://doi.org/10.21000/JASMR92010206>
- Nordstrom, D. K., Blowes, D. W., & Ptacek, C. J. (2015). Hydrogeochemistry and microbiology of mine drainage: An update. *Applied Geochemistry*, 57, 3-16. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2015.02.008>
- Pierre-Louis, A. M., Yu, H., Shumlas, S. L., Van Aken, B., Schoonen, M. A. A., & Strongin, D. R. (2015). Effect of phospholipid on pyrite oxidation and microbial communities under simulated acid mine drainage (AMD) conditions. *Environmental Science & Technology*, 49(13), 7701-7708. Recuperado de <https://doi.org/10.1021/es505374g>
- Plummer, L. N., Parkhurst, D. L., & Wigley, M. L. (1979). *Critical review of the kinetics of calcite dissolution and precipitation* (ACS Symposium Series, 93) (pp. 537-573). Washington, DC, USA: American Chemical Society.



- Rakotonimaro, T. V., Neculita, C. M., Bussi re, B., Genty, T., & Zagury, G. J. (2018). Performance assessment of laboratory and field-scale multi-step passive treatment of iron-rich acid mine drainage for design improvement. *Environmental Science and Pollution Research*, 25(18), 17575-17589. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s11356-018-1820-x>
- Rodhe, H., Crutzen, P., & Vanderpol, A. (1981). Formation of sulfuric and nitric acid in the atmosphere during long-range transport. *Tellus*, 33(2), 132-141. Recuperado de <https://doi.org/10.3402/tellusa.v33i2.10703>
- Sander, R. (2015). Compilation of Henry's law constants (version 4.0) for water as solvent. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(8), 4399-4981.
- Sandlin, W., Langman, J., & Moberly, J. (2021). A review of acid rock drainage, seasonal flux of discharge and metal concentrations, and passive treatment system limitations. *International Journal of Mining, Reclamation and Environment*, 35(1) 34-47. Recuperado de <https://doi.org/10.1080/17480930.2020.1728035>
- Santomartino, S., & Webb, J. A. (2007). Estimating the longevity of limestone drains in treating acid mine drainage containing high concentrations of iron. *Applied Geochemistry*, 22(11), 2344-2361. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2007.04.020>
- Scholz, F., & Kahlert, H. (2015). The calculation of the solubility of metal hydroxides, oxide-hydroxides, and oxides, and their visualisation in

logarithmic diagrams. *ChemTexts*, 1(1), 1-9. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s40828-015-0006-0>

Skousen, J., Sexstone, A., Cliff, J., Sterner, P., Calabrese, J., & Ziemkiewicz, P. (1999). Acid mine drainage treatment with a combined wetland/anoxic limestone drain: Greenhouse and field systems. *Journal American Society of Mining and Reclamation*, 1999(1), 621-633. Recuperado de <https://doi.org/10.21000/jasmr99010621>

Skousen, J., & Ziemkiewicz, P. F. (2005). Performance of 116 passive treatment systems for acid mine drainage. *Proceedings, National Meeting of the American Society of Mining and Reclamation -ASMR*. Lexington, USA: ASMR.

Skousen, J. G., Sexstone, A., & Ziemkiewicz, P. F. (2000). Acid mine drainage treatment and control. In: Barnhisel, R., Daniels, W., & Darmody, R. (eds.). *Reclamation of drastically disturbed lands* (pp. 131-168). Madison, USA: American Society of Agronomy.

Skousen, J. (1991). Anoxic limestone drains for acid mine drainage treatment. *Green Lands*, 21(January 1991), 30-35.

Skousen, J., Zipper, C. E., Rose, A., Ziemkiewicz, P. F., Naim, R., McDonald, L. M., & Kleinmann, R. L. (2017). Review of passive systems for acid mine drainage treatment. *Mine Water and the Environment*, 36(1), 133-153. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s10230-016-0417-1>



- Skousen, J. G., Ziemkiewicz, P. F., & McDonald, L. M. (2019). Acid mine drainage formation, control and treatment: Approaches and strategies. *Extractive Industries and Society*, 6(1), 241-249. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.exis.2018.09.008>
- Snoeyink, V. L., & Jenkins, D. (1980). *Water chemistry*. New Jersey, USA: John Wiley & Sons.
- Statements, B., & Ag, C. (2014). *ASTM C136/C136M: Standard Test Method for Sieve Analysis of Fine and Coarse Aggregates* (ASTM C136/C136M). Recuperado de <https://doi.org/10.1520/C0136>
- Sverdrup, H., & Warfvinge, P. (1985). A reacidification model for acidified lakes neutralized with calcite. *Water Resources Research*, 21(9), 1374-1380. Recuperado de <https://doi.org/10.1029/WR021i009p01374>
- Taylor, J., Pape, S., & Murphy, N. (2005). A summary of passive and active treatment technologies for acid and metalliferous drainage (AMD). In: *Proceedings of the 5th Australian Workshop on Acid Drainage* (pp. 1-49), 29.
- Trumm, D. (2010). Selection of active and passive treatment systems for AMD—flow charts for New Zealand conditions. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 53(2-3), 195-210. Recuperado de <https://doi.org/10.1080/00288306.2010.500715>
- Waters, J., Santomartino, S., Cramer, M., Murphy, N., & Taylor, J. (2003). Acid rock drainage treatment technologies - identifying appropriate

solutions. In: *Proceedings, 6th International Conference on Acid Rock Drainage* (pp. 831-843). Cairns, Queensland, Australia, 12-18 July. Recuperado de <https://doi.org/https://doi.org/10.7939/r3-aqq7-ez64>

Watzlaf, G. R., Schroeder, K. T., & Kairies, C. L. (2000). Long-term performance of anoxic limestone drains. *Mine Water and the Environment*, 19, 98-110.

Yadav, H. L., & Jamal, A. (2015). Removal of heavy metals from acid mine drainage : A review. *International Journal of New Technologies in Science and Engineering*, 2(3), 77-84.

Younger, P. L., Banwart, S. A., & Hedin, R. S. (2002). Mine water hydrology, pollution, remediation. *Environmental Pollution Series*, 3, 998-999.

Ziemkiewicz, P. F., Skousen, J. G., Brant, D. L., Sterner, P. L., & Lovett, R. (1997). Acid mine drainage treatment with armored limestone in open limestone channels. *Environment Quality*, 26, 1017-1024.

Ziemkiewicz, P. F., Skousen, J. G., & Simmons, J. (2003). Long-term performance of passive acid mine drainage treatment systems. *Mine Water and the Environment*, 22, 118-129.

Zipper, C., Skousen, J., & Jage, C. (2014). Passive treatment of acid-mine drainage. In: *Powell River Project - Reclamation Guidelines For Surface Mined Land*. Recuperado de <https://doi.org/10.1002/9781118749197.ch30>



DOI: 10.24850/j-tyca-14-01-10

Notas

Calidad de datos de estaciones meteorológicas automáticas ubicadas en tres estados de México

Data quality of automatic meteorological stations located in three states of Mexico

Rocío Cervantes-Osomio¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-2597-4517>

Ramón Arteaga-Ramírez², ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-9459-3588>

Mario Alberto Vázquez-Peña³, ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-2084-7420>

Waldo Ojeda-Bustamante⁴, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-7183-9637>

¹Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias, Cevamex, Texcoco, Estado de México, México, rcervanteso@hotmail.com

²Universidad Autónoma Chapingo, Departamento de Irrigación, Estado de México, México, arteagarr@gmail.com



³Universidad Autónoma Chapingo, Departamento de Irrigación, Estado de México, México, mvazquezp@gmail.com

⁴Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Jiutepec, Morelos, México, w.ojeda@riego.mx

Autora para correspondencia: Rocío Cervantes-Osornio, rcervanteso@hotmail.com

Resumen

El objetivo del presente trabajo fue aplicar algunos procedimientos para evaluar la calidad de datos provenientes de diferentes estaciones meteorológicas automáticas (EMA) ubicadas en tres estados de la república mexicana. Se obtuvieron datos meteorológicos diarios de estaciones automáticas ubicadas en los siguientes puntos: una en el estado de México, cinco en Guanajuato, y una en Sinaloa. Los procedimientos utilizados para la temperatura máxima, media y mínima, y radiación global fueron la prueba de rango flexible o efeméride meteorológica; para las variables temperatura y humedad relativa se empleó la prueba de consistencia interna; a la variable temperatura se le aplicó la prueba de salto térmico y de ceros; a la humedad relativa, la prueba de consistencia interna y la de persistencia. Para la estación ubicada en Sinaloa, la variable radiación global diaria, en la prueba de rango flexible, presentó 23.25 % de datos erróneos. Los resultados de los



procedimientos aplicados a datos históricos de las EMA apoyan en determinar la confiabilidad de la información meteorológica de éstas para su uso.

Palabras clave: calidad, datos meteorológicos, humedad relativa, temperatura, radiación solar.

Abstract

The objective of the present work was to apply some procedures to evaluate the quality of data coming from different automatic meteorological stations (EMA) located in three states of the Mexican Republic. Daily meteorological data were obtained from automatic stations: one in the State of Mexico, five in Guanajuato, and one in Sinaloa. The procedures that were used were: for the maximum, average, and minimum temperature and global radiation, the flexible range test or meteorological event was applied; for the temperature and relative humidity variables, the internal consistency test was used; to the variable temperature, the thermal jump and the zeros test were applied; to the relative humidity, the internal consistency, and the persistence test. For the station located in Sinaloa, for the variable daily global radiation, on the flexible range test, it presented 23.25 % of erroneous data. The results of the procedures applied to historical data of the EMAs support determining the reliability of the meteorological information of these for use.



Keywords: Quality, meteorological data, relative humidity, temperature, solar radiation.

Recibido: 11/08/2020

Aceptado: 18/09/2021

Introducción

Se considera que los datos meteorológicos son de calidad cuando responden a determinadas normas tanto explícitas como implícitas (WMO, 1996), que dependen de las diferentes aplicaciones donde se va a utilizar la información (Estévez, 2008), algunas de las cuales pueden distinguir anomalías de temperatura y precipitación bajo escenarios de cambio climático (Campos-Aranda, 2020), o descubrir patrones en datos climatológicos, particularmente en la temperatura (Bulege-Gutiérrez & Custodio, 2020). Se aplican distintos métodos a los datos meteorológicos para asegurar su calidad: mantenimiento periódico y correcto de las estaciones y de los sensores en campo, la calibración de estos últimos y la validación de los datos mediante procedimientos estadísticos (Estévez,



Gavilán, & Girálvez, 2011). Obrien y Keefer (1985) propusieron un conjunto de tres reglas que se basan en la informática, las cuales fueron aplicadas por Meek y Hatfiel (1994) para validar los datos meteorológicos, y que incluyen el cálculo de límites altos, bajos, fijos o dinámicos para cada variable; y el uso de una tasa fija o dinámica de los límites de cambio para cada variable e identificación de un cambio continuo, no observado, en un límite de tiempo. Estévez, García-Marín, Morábito y Cavagnaro (2016) llevaron a cabo un estudio en Mendoza, provincia de Argentina, y aplicaron diversos métodos (detección y marcado de datos vacíos; prueba de rango o límite fijo y dinámico; prueba de salto; de consistencia interna y persistencia) para validar datos provenientes de las variables: radiación solar diaria; temperatura máxima, mínima y media diaria; humedad relativa máxima, mínima y media diaria; velocidad del viento diaria máxima, mínima y media.

Shafer, Fiebrich y Arndt (2000) aplicaron para la temperatura (a 1.5 y 9 m) y la humedad relativa máxima las pruebas de rango, paso, persistencia, espacial y comparación de instrumentos similares, a datos registrados, algunos cada cinco minutos, y otros a 15 y 30 minutos, de 115 estaciones de Oklahoma; personal del *staff* encontró durante el periodo 1998 más de 50 “ráfagas de calor”, eventos relativamente comunes, las cuales afectaron una o dos estaciones, y aparecen como condiciones de calor y sequedad anómalas durante la noche; además, registraron datos con problemas que se almacenaron de manera automática, pero el juicio humano fue capaz de discernir sobre estas

indicaciones y preservó los registros de tales eventos para su estudio futuro.

El objetivo del presente trabajo fue determinar la calidad de mediciones meteorológicas con diferentes procedimientos para estaciones automáticas de tres diferentes localidades (Guanajuato, Sinaloa y Estado de México).

Materiales y métodos

Los datos meteorológicos diarios utilizados son los siguientes: radiación global (RG); temperatura máxima (T_{max}), media (T_{med}) y mínima (T_{min}); humedad relativa máxima (HR_{max}), media (HR_{med}) y mínima (HR_{min}). La latitud, longitud, altitud y periodo de estudio de las estaciones automáticas utilizadas se presentan en la Tabla 1.



Tabla 1. Coordenadas geográficas y periodo de observación de las estaciones de estudio.

| Estado | Estación | Latitud | Longitud | Altitud, msnm | Periodo de estudio |
|------------------|--------------|---------------|----------------|---------------|----------------------|
| Estado de México | Chapingo | 19° 29' 05" | 98° 53' 11" | 2 250 | 23/1/2004-31/12/2013 |
| Guanajuato | Agroeduca | 21° 00' 39.2" | 101° 39' 4.9" | 1 777 | 1/1/2001-31/12/2006 |
| Guanajuato | El Fuerte | 20° 37' 26.4" | 101° 12' 28.3" | 1 716 | 1/1/2001-31/12/2006 |
| Guanajuato | El Cardonal | 21° 11' 39.7" | 100° 46' 39" | 1 912 | 1/1/2001-31/12/2006 |
| Guanajuato | El Galomo | 21° 04' 2.7" | 100° 27' 14.3" | 2 048 | 1/1/2001-31/12/2006 |
| Guanajuato | El Jardín | 21° 15' 52.5" | 100° 35' 30.1" | 1 968 | 1/1/2001-31/12/2006 |
| Sinaloa | Santa Rosa 1 | 25° 45' 03" | 108° 57' 21" | 40 | 23/4/1997-15/5/2001 |

Para la validación de los datos meteorológicos fue necesario hacer un análisis previo de la base de datos, lo que significó detectar espacios vacíos (blancos). Para evaluar los datos diarios de temperatura máxima (T_{max}), media (T_{med}), mínima (T_{min}); radiación global (RG); y humedad relativa máxima (HR_{max}), media (HR_{med}) y mínima (HR_{min}) se utilizó la prueba de rango rígido. Para la temperatura máxima, media y mínima y

radiación global se empleó la prueba de rango flexible o efeméride meteorológica. Para la humedad relativa no se encontraron datos extremos en las normales climatológicas, debido a esto fue irrealizable la prueba de rango flexible. A las variables de temperatura (T_{max} , T_{med} y T_{min}) y humedad relativa (HR_{max} , HR_{med} , HR_{min}) se les aplicó la prueba de consistencia interna; a la temperatura, la prueba de salto térmico ($T_{max}(d) - T_{min}(d)$) y prueba de ceros; a la humedad relativa (HR_{max} , HR_{med} y HR_{min}) y radiación global, la prueba de persistencia. Para aplicar la prueba de rango flexible o efemérides se necesita contar con valores extremos normales y debido a que las estaciones automáticas utilizadas en el estudio tienen datos de 10 años o menos, se seleccionaron de las normales climatológicas (NC) —publicadas por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN)— estaciones cercanas, con características similares en cuanto a altitud, latitud y longitud (Tabla 2), de las cuales se tomaron los valores necesarios para esta prueba; sólo la estación Chapingo está en las normales climatológicas.

Tabla 2. Estaciones seleccionadas de las normales climatológicas (NC).

| Estado | Estación | Estación de las NC | Latitud | Longitud | Altitud, msnm |
|------------|--------------|-------------------------|-------------|--------------|---------------|
| Guanajuato | Agroeduca | San Francisco Durán | 21° 00' 19" | 101° 37' 16" | 1790 |
| Guanajuato | El Fuerte | Salamanca (DGE) | 20° 33' 50" | 101° 11' 54" | 1723 |
| Guanajuato | El Cardonal | Peñuelitas | 21° 06' 16" | 100° 52' 33" | 1915 |
| Guanajuato | El Galomo | San José Iturbide (DGE) | 20° 59' 52" | 100° 23' 07" | 2099 |
| Guanajuato | El Jardín | Lourdes | 21° 17' 24" | 100° 42' 07" | 1995 |
| Sinaloa | Santa Rosa 1 | El Zopilote | 25° 43' 50" | 108° 20' 45" | 37 |

Prueba de blancos. Se detectan los espacios vacíos o datos faltantes para las diferentes variables en las bases de datos de las estaciones que se trabajaron.

Prueba de rango rígido y rango flexible (efemérides meteorológicas) (Estévez *et al.*, 2011). Se utilizaron los límites físicos propuestos por Feng, Hu y Qian (2004) y UNE 500540 (2004) debido a que no se tuvo acceso a los datos de las especificaciones de los sensores respectivos de las tres localidades de estudio. Además, esta prueba incorpora la verificación de efemérides meteorológicas (límite dinámico o rango flexible), donde cada valor se compara con el valor extremo registrado históricamente de determinado lugar.

Prueba de rango flexible para radiación solar. Se utilizó la radiación solar diaria (R_s o RG) de las tres localidades, los cuales se representaron gráficamente, con relación a la radiación que se espera que ocurra bajo condiciones de cielos despejados o limpios (R_{so}), y se calcula (Allen, 2008) con:

$$R_{so} K_t \cdot R_a \quad (1)$$

Donde K_t es el índice de "claridad" y R_a es la radiación extraterrestre con las mismas unidades de la R_s ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ o $\text{MJ m}^{-2} \text{h}^{-1}$ o W m^{-2}). De acuerdo con Allen (2008) y de la metodología de la ASCE-EWRI (2005), se tiene lo siguiente: $K_t = K_B + K_D$, donde K_B es el índice de claridad del haz directo de la radiación (adimensional) y K_D es el índice de transmisividad para la radiación difusa, adimensional; entonces:

$$R_{so} = (K_B + K_D) \cdot R_a \quad (2)$$

La estimación de K_B propuesta por Majumdar, Mathur y Kaushik (1972), Allen (1996), y Allen, Smith, Pereira y Perrier (1998) es aplicada por ASCE-EWRI (2005), con la mejora de los coeficientes desarrollados de la evaluación del ASCE Task Committee para datos de R_s de cerca de 50 sitios meteorológicos en EUA; para K_B se tiene:

$$K_B = 0.98 \exp \left[\frac{-0.00146P}{K_t \sin \beta} - 0.075 \left(\frac{W}{\sin \beta} \right)^{0.4} \right] \quad (3)$$

Donde:

K_t es el coeficiente de turbidez (adimensional) $-0 < K_t \leq 1.0-$, donde $K_t = 1.0$ para aire limpio, y $K_t \leq 0.5$ para el aire turbio, con polvo o contaminado.

P es la presión atmosférica $-(\text{kPa})-$ se estima con la elevación del sitio de acuerdo con Allen *et al.* (1998).

β es el ángulo del sol sobre el horizonte (rad).

W es el agua precipitable en la atmósfera (mm).

El valor para K_t varía en función de la época del año y la limpieza de la atmósfera debido a la precipitación. En general, para la predicción de la radiación neta (R_n) y envolventes R_{so} se recomienda $K_t = 1.0$. El $\sin \beta$ en la Ecuación (3) debe limitarse a valores ≥ 0.01 para la estabilidad computacional.

El agua precipitable se estima como:

$$W = 0.14e_a P + 2.1 \quad (4)$$

Donde e_a es la presión de vapor actual del aire (a 2 m) (kPa).



El índice de transmisividad para radiación difusa se estima a partir de K_B (según Allen, 1996):

$$K_D = 0.35 - 0.36K_B \text{ para } K_B \geq 0.15$$

$$K_D = 0.18 + 0.82K_B \text{ para } K_B < 0.15$$

Para periodos de tiempo diarios (24 horas), el valor medio de β se calcula de acuerdo con Allen (1996), como:

$$(\sin \beta)_{24} = \sin \left[0.85 + 0.3\varphi \sin \left(\frac{2\pi}{365} J - 1.39 \right) - 0.42\varphi^2 \right] \quad (5)$$

Donde $(\sin \beta)_{24}$ es el promedio durante el periodo de luz diurna (rad); φ , la latitud (rad), y J es el día juliano (adimensional).

La variable $(\sin \beta)_{24}$ se usa en lugar de $\sin \beta$ en la Ecuación (3) y representa el promedio ponderado del ángulo del sol durante las horas de luz diurna. El valor para $(\sin \beta)_{24}$ debe ser ≥ 0 .

Prueba de consistencia interna (Reek, Doty, & Owen, 1992). Asegura la coherencia meteorológica de la variable en cuestión, además verifica que la temperatura máxima (valor instantáneo) sea mayor que la

temperatura media (valor promedio), y ésta mayor que la temperatura mínima (valor instantáneo) (Ecuación (8), Tabla 3); lo mismo sucede para la variable humedad relativa máxima, mínima y media (Ecuación (14), Tabla 3). Se trata de comprobar la coherencia de las tres variables que se almacenan diariamente (Estévez *et al.*, 2011).

Tabla 3. Ecuaciones y pruebas aplicadas en las diferentes estaciones a las variables meteorológicas en las localidades de estudio.

| Variable | Prueba de | Ecuación | Núm. ec. | |
|---|--|--|---|------|
| Temperatura máxima, mínima y media | Rango rígido | $-35 < T_{max}, T_{min}, T_{med} < 55$ | (6) | |
| | Rango flexible (efeméride meteorológica) | $T_B < T_{max}, T_{min}, T_{med} < T_A$ | (7) | |
| | Consistencia interna | | $T_{max} > T_{med} > T_{min}$ | (8) |
| | | | $T_{max}(d) > T_{min}(d-1)$ | (9) |
| | | | $T_{min}(d) \leq T_{max}(d-1)$ | (10) |
| | Salto térmico diario | $dT(d) < 23.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ | (11) | |
| Ceros | $T_{min}(d) = T_{min}(d-1) = T_{min}(d-2) = 0$ | (12) | | |
| Humedad relativa máxima, mínima y media | Rango rígido | $0.8 < HR_{max}, HR_{min}, HR_{med} < 100$ | (13) | |
| | Consistencia interna | $HR_{max} > HR_{med} > HR_{min}$ | (14) | |
| | Persistencia | | $HR_{max}(d) \neq HR_{max}(d-1) \neq HR_{max}(d-2)$ | (15) |
| | | | $HR_{min}(d) \neq HR_{min}(d-1) \neq HR_{min}(d-2)$ | (16) |
| | | | $HR_{med}(d) \neq HR_{med}(d-1) \neq HR_{med}(d-2)$ | (17) |

| | | | |
|-----------------|--|-----------------------------------|------|
| Radiación solar | De persistencia | $RG(d) \neq RG(d-1) \neq RG(d-2)$ | (18) |
| | Rango flexible o efeméride meteorológica | $RG < 1.1 \cdot R_{so}$ | (19) |

T_{max} es la temperatura máxima ($^{\circ}\text{C}$); T_{med} es la temperatura media ($^{\circ}\text{C}$); T_{min} es la temperatura mínima ($^{\circ}\text{C}$); HR_{max} es la humedad relativa máxima (%); HR_{med} es la humedad relativa media (%); HR_{min} es la humedad relativa mínima (%); (d) es el día evaluado para la variable en cuestión (T_{max} , T_{med} , T_{min} , HR_{max} , HR_{med} , HR_{min}); ($d-1$) es el día anterior evaluado para la variable en cuestión (adimensional); ($d-2$) es la evaluación hace dos días para la variable en cuestión (adimensional); $dT(d) = T_{max}(d) - T_{min}(d)$ es el salto térmico diario ($^{\circ}\text{C}$); T_A es el valor de temperatura extrema más alta registrada en el SMN para la estación en cuestión ($^{\circ}\text{C}$); T_B es el valor de temperatura mínima más baja registrada en el SMN para la estación en cuestión ($^{\circ}\text{C}$); RG es la radiación global ($\text{MJ m}^{-2}\text{día}^{-1}$); R_{so} es la radiación global diaria bajo condiciones de cielo claro ($\text{MJ m}^{-2}\text{día}^{-1}$).

Fuente: Elaborado de Estévez *et al.*, 2011; AENOR, 2004; Reek *et al.*, 1992

Las ecuaciones (9) y (10) (Tabla 3) verifican que la temperatura máxima sea mayor que la mínima del día anterior, y que la temperatura mínima sea menor o igual que la máxima del día anterior.

Prueba de salto térmico diario. Verifica que la diferencia de T_{max} y T_{min} para un día cualquiera no supere un umbral determinado (Araya-López, 2011; Reek *et al.*, 1992).

Prueba de persistencia. Verifica si existen más de dos registros consecutivos con el mismo valor de humedad relativa, máxima, media, mínima o radiación global para los datos diarios (Meek & Hatfield, 1994).

Prueba de ceros. Tiene la finalidad de verificar registros continuos iguales a cero de la variable temperatura mínima (Schroeder, Burgett, Haynie, & Sonmez, 2005).

Resultados y discusión

Prueba de blancos. Para las tres localidades se detectaron el número de registros en blanco (campos vacíos) existentes en cada caso; se agruparon por año y variable. Para las cinco estaciones en Guanajuato y para Santa Rosa I AC, en Sinaloa, no se presentaron campos vacíos (0 %) de todas las variables y para los años estudiados.

Para la estación Chapingo, en el Estado de México, se registraron 160 espacios vacíos para cada conjunto de 3 631 datos para esta estación; cinco años no se presentan por datos perdidos; el mayor porcentaje de campos vacíos se encuentra en 2012. Cabe destacar que el número de registros en blanco es el mismo para cada variable

meteorológica (RG , T_{max} , T_{med} , T_{min} , HR_{max} , HR_{med} y HR_{min}), lo cual indica que son problemas en el equipo de la EMA.

Prueba de rango rígido. Las estaciones de Guanajuato, Estado de México (Chapingo), y Sinaloa (Santa Rosa I AC) para las variables T_{max} , T_{min} y T_{med} no determinaron datos fuera del rango de la Ecuación (6).

Para las variables humedad relativa máxima y media, los resultados muestran que no hay dato que esté fuera del rango de la Ecuación (13) para las cinco estaciones de Guanajuato; sin embargo, para la humedad relativa mínima, las estaciones El Galomo y El Jardín presentan un dato sospechoso cada una: 22/05/2006 (0.05 %) y 07/09/2001 (0.05 %), respectivamente. Para Chapingo, las variables HR_{max} , HR_{med} y HR_{min} , todos sus datos del periodo de estudio, exceptuando los blancos, cumplen con la condición de la Ecuación (13), y para Santa Rosa I AC para la HR_{min} existe un dato (06/02/1999) sospechoso (0.07 %).

Meek y Hatfield (1994) reportan que existen patrones cuando algún dato se está midiendo correctamente por el sensor, y que un dato inusual debido a un evento climático extremo se puede verificar, ya que existen patrones entre variables relacionadas, por ejemplo, en un dato de humedad relativa baja con uno reportado para ese mismo día de temperatura muy alta en el aire incluso se presentan estos patrones en estaciones relativamente cercanas. Meek y Hatfield (1994) reportan cinco días de datos perdidos debido a que el sensor al parecer se congeló en intervalos diversos en ese periodo; comentan que existen factores de

relación que muestran esto: 1) la temperatura del aire se reporta bajo 0° ; (2) la presión de vapor estuvo cerca del punto de saturación; (3) los datos de dirección del viento muestran variación, y (4) hay presencia de hielo en el trípode e instrumentos; comentan que en la práctica, estos datos no deben ser borrados sino únicamente marcados (*flagged*).

Prueba de rango flexible o efemérides. Con la Ecuación (7) se encontró que para Guanajuato, la variable T_{max} , y para las estaciones Agroeduca, El Cardonal, El Fuerte, El Galomo y El Jardín, todos los datos cumplen con las condiciones de esta ecuación, y se representan en la Figura 1 y Figura 2.

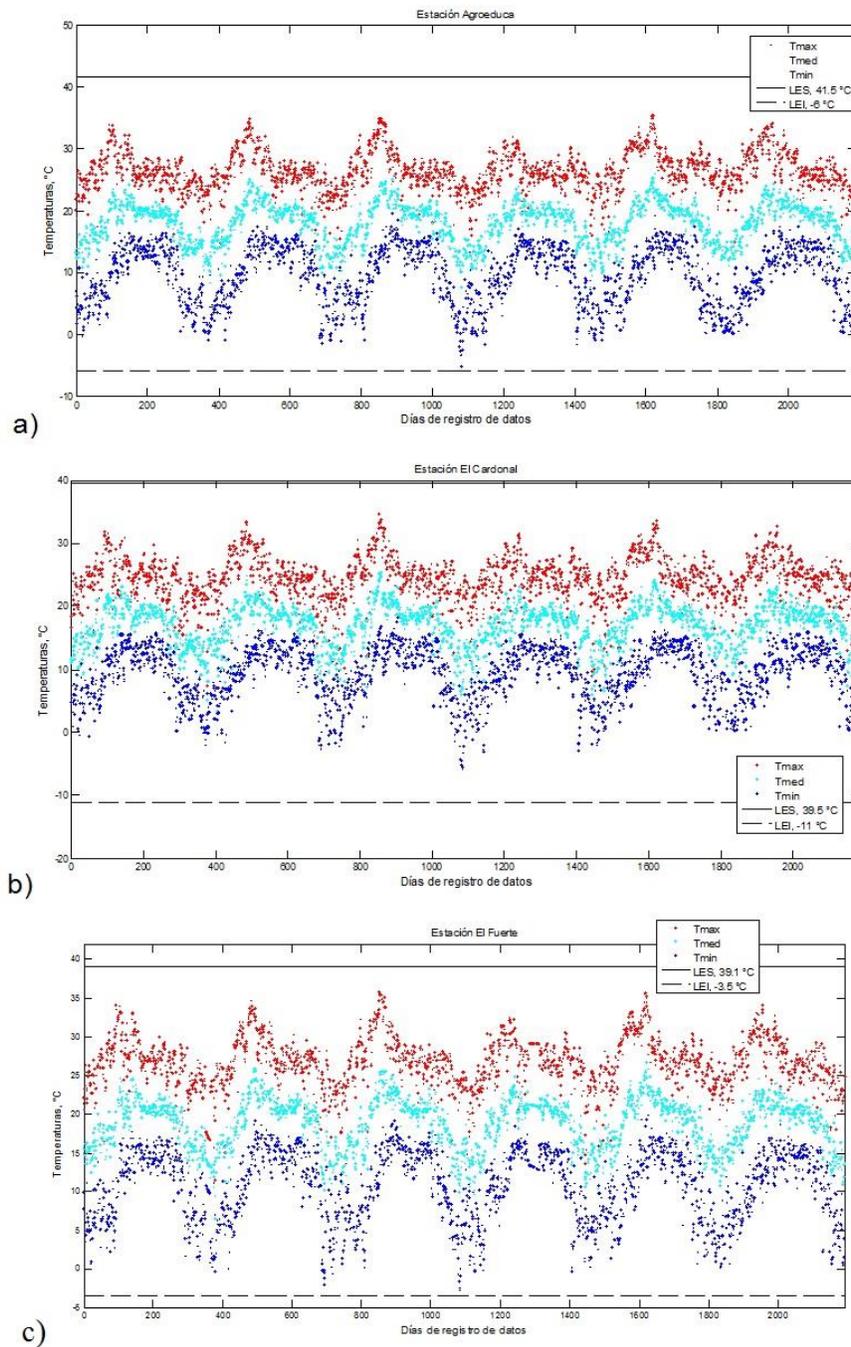


Figura 1. Variación de la T_{max} , T_{med} , T_{min} , localización de los valores



extremos para las estaciones a) Agroeduca ($-6 > T_{max,min,med} > 41.5$); b) El Cardonal ($-11 > T_{max,min,med} > 39.5$), y c) El Fuerte ($-3.5 > T_{max,min,med} > 39.1$). LES: límite extremo superior; LEI: límite extremo inferior.

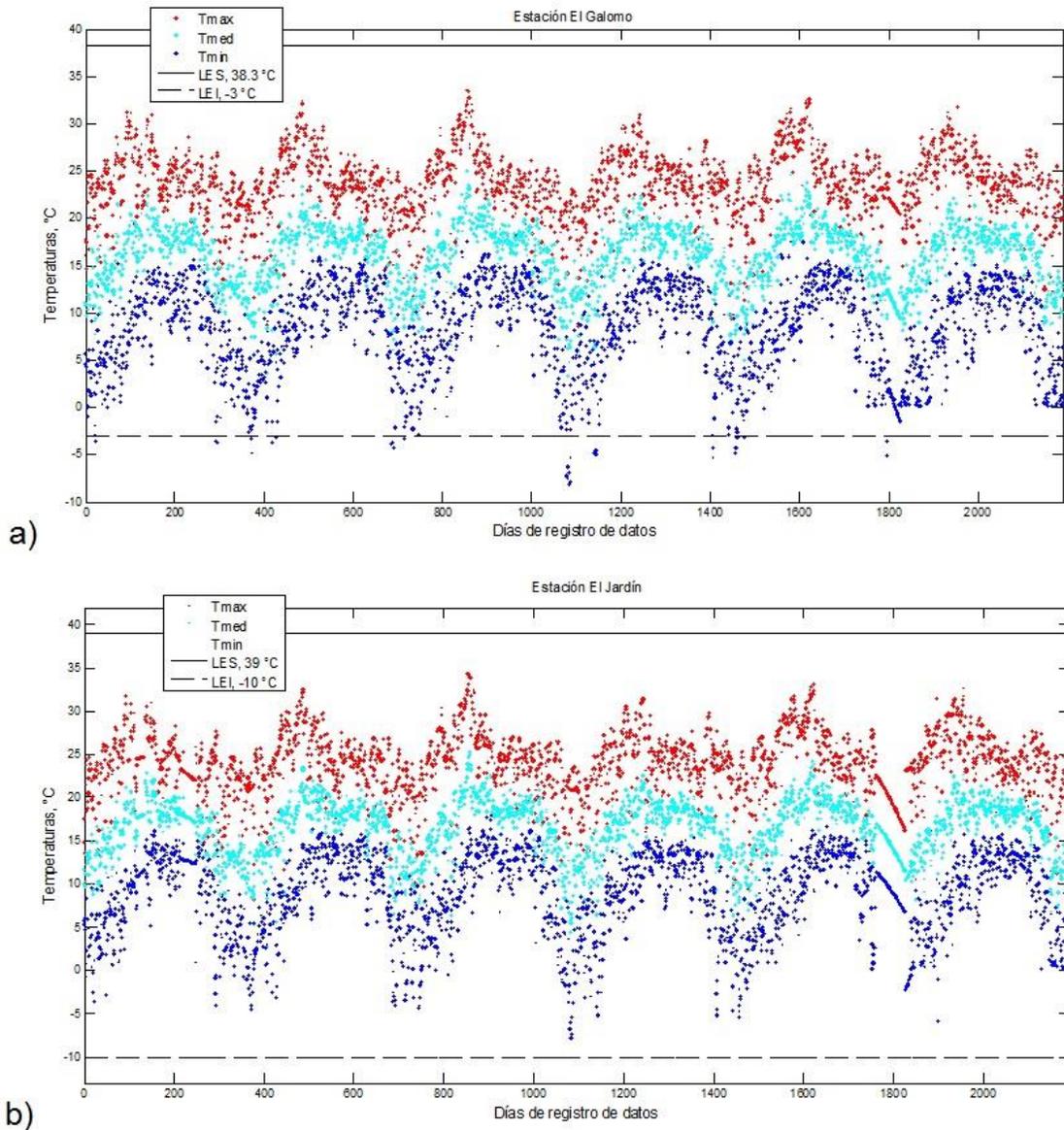


Figura 2. Variación de la T_{max} , T_{med} , T_{min} , localización de los valores extremos para las estaciones a) El Galomo ($-3 > T_{max,min,med} > 38.3$) y b) El Jardín ($-10 > T_{max,min,med} > 39$). LES: límite extremo superior; LEI: límite extremo inferior.

Para la variable de temperatura mínima (T_{min}) para las estaciones Agroeduca, El Cardonal, el Fuerte y el Jardín, todos los datos cumplen con las condiciones de valores extremos de las normales climatológicas por estación; sin embargo, para la estación El Galomo hay 34 datos (1.55 %) que no cumplen con la condición $-3 > T_{max,min,med} > 38.3$ (Ecuación (7)), colocándolos en categoría de sospechosos. Para Chapingo, para T_{max} y T_{med} , todos los datos cumplen con la condición $-9 < T_{max,min,med} < 38$ (Figura 3a); sin embargo, para T_{min} hay un dato espurio: 08/08/2011 (0.03 %). Para Santa Rosa I AC, sólo la variable T_{med} no presentó datos etiquetados como sospechosos, pero los datos de las variables T_{max} y T_{min} presentaron en cada conjunto un dato sospechoso con las fechas 14/10/1997 (0.07 %) y 6/02/1999 (0.07 %), respectivamente, que no cumplieron con la condición $0 < T_{max,min,med} < 43$ (Figura 3b). Meek y Hatfiel (1994) aplicaron la regla LIM ($Ta_{min}(d) \leq Ta(d) \leq Ta_{max}(d)$), que es el equivalente a la Ecuación (7) en este trabajo. Para el territorio de Walnut Creek reportaron un dato atípico, pero comentan que es un dato válido, al analizar el reporte de un evento climático extremo (lluvia tormentosa severa) donde toda el área experimentó una fuerte tormenta de nieve.

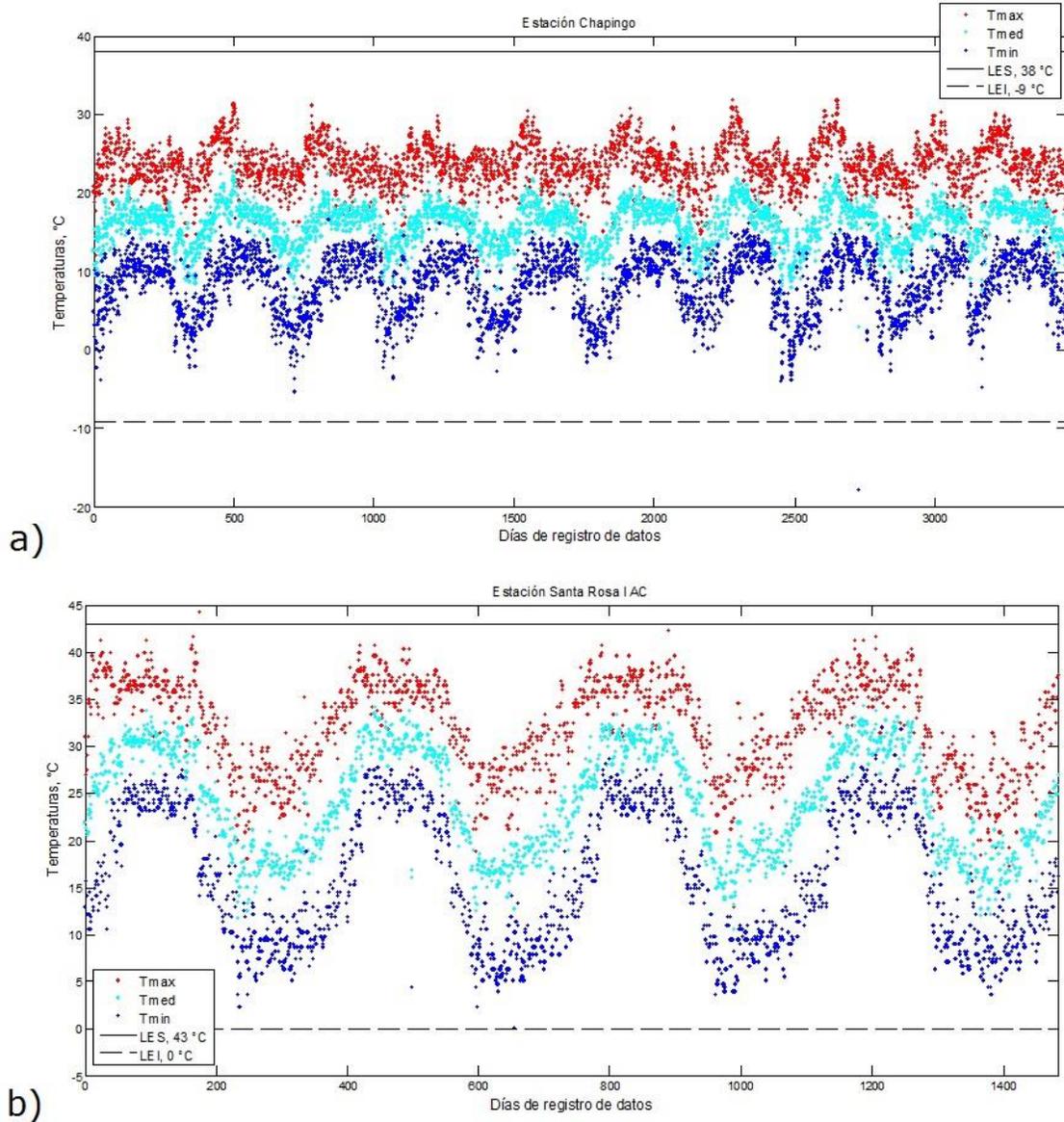


Figura 3. Variación de la T_{max} , T_{med} , T_{min} ; localización de los valores extremos para las estaciones a) Chapingo ($-9 < T_{max,min,med} < 38$) y b) Santa Rosa I AC ($0 < T_{max,min,med} < 43$). LES: límite extremo superior; LEI: límite extremo inferior.

De igual forma, Feng *et al.* (2004) reportan errores de 0.000035 % para T_{max} para la prueba similar a la Ecuación (7) que utilizan estos autores $-89.4 < Td < 93.9$ °F, y de 0.000009 % para T_{min} , donde utilizaron los límites extremos de temperatura de Kubecka (2001) y Gleason (2002).

Prueba de rango flexible (efeméride) para radiación global.

Con respecto a la radiación global para esta prueba (Ecuación (19)), se obtuvieron los valores de R_{so} para las estaciones de las diferentes localidades. Las envolventes de R_{so} se muestran en la Figura 4, Figura 5 y Figura 6; aquí se observa la condición $RG < 1.1R_{so}$ que utilizan Estévez *et al.* (2011), Allen (1996) y Moradi (2007), y que considera como sospechosos los datos que están por encima de $1.1 \cdot R_{so}$.

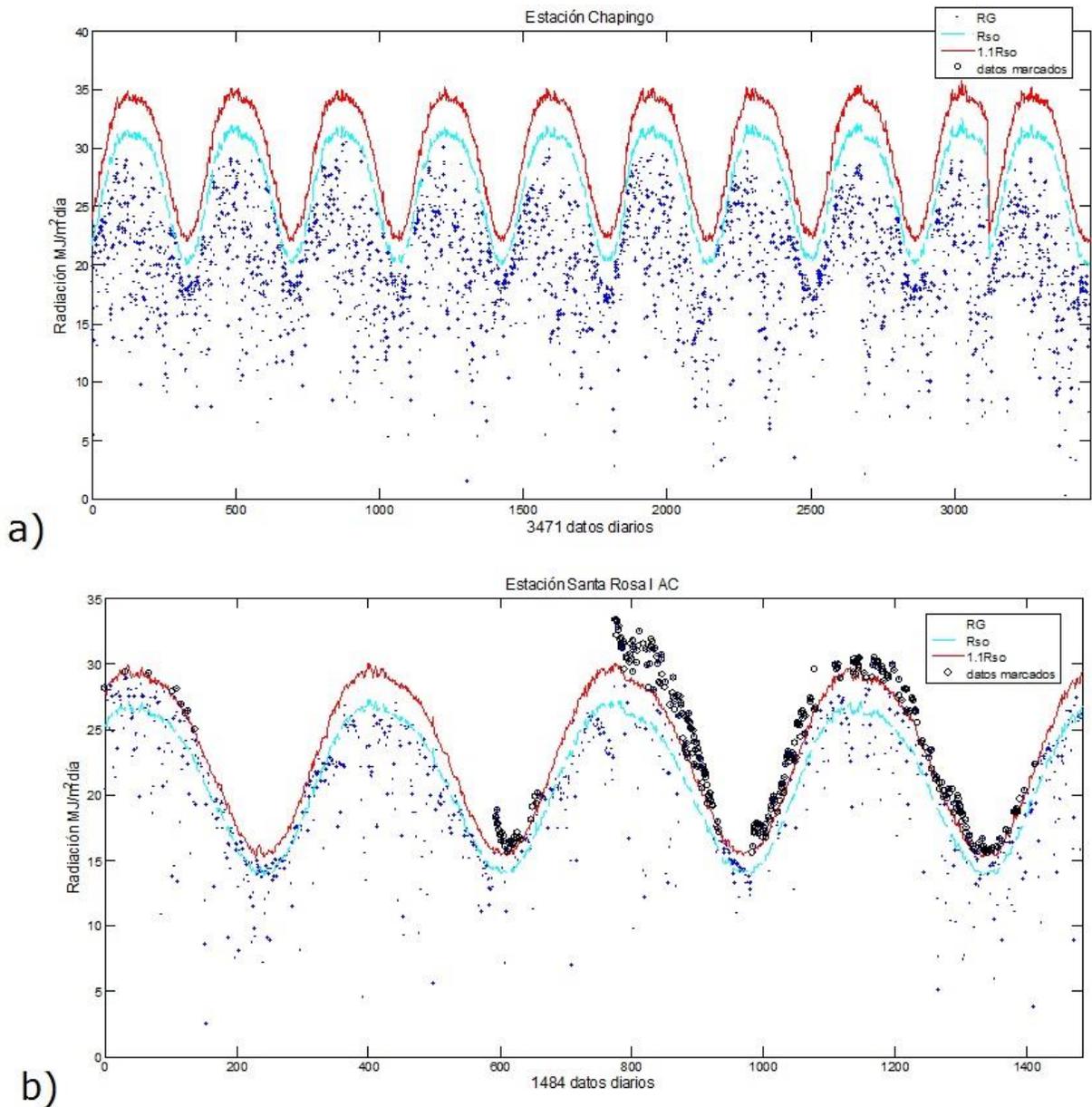


Figura 4. Evolventes R_{So} , $1.1 \cdot R_{So}$ y RG para las estaciones a) Chapingo y b) Santa Rosa I AC.

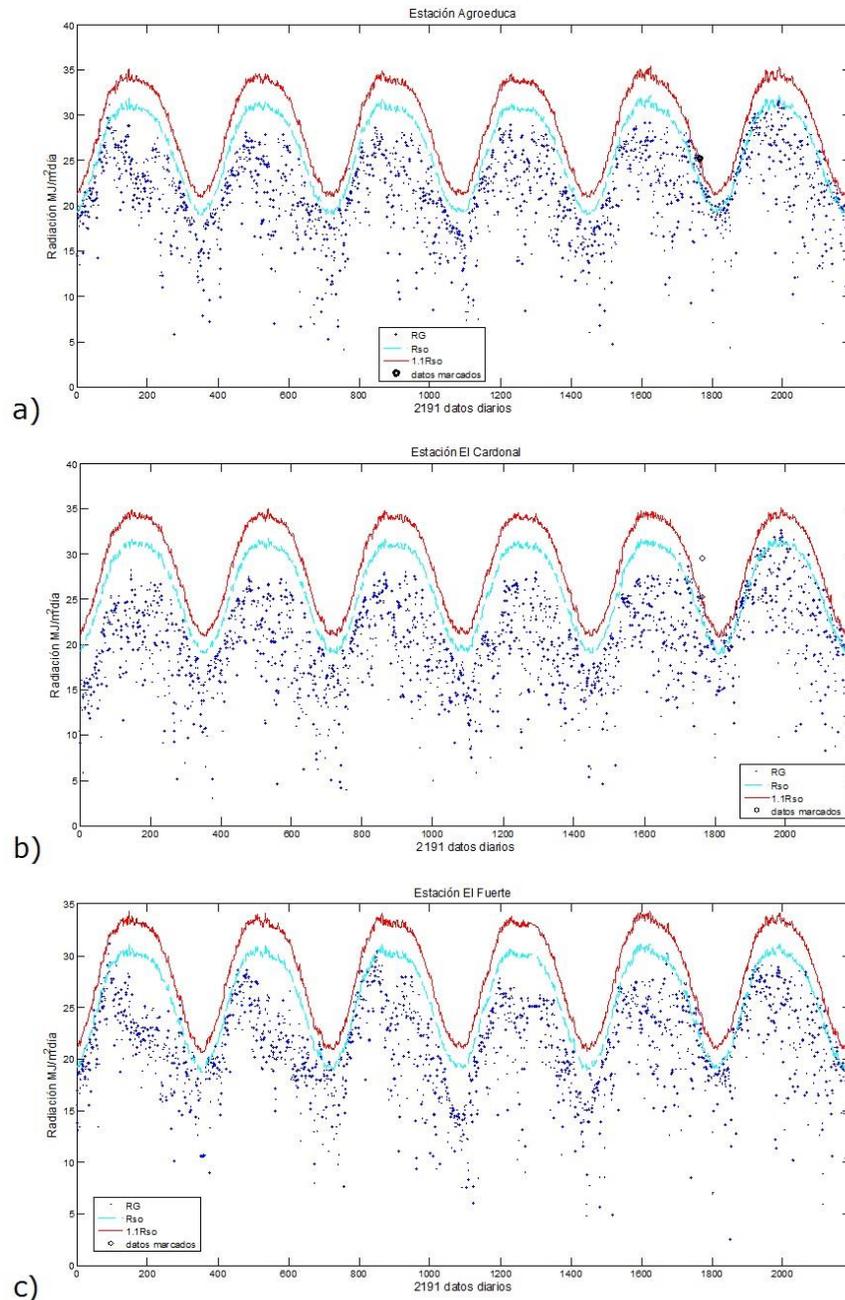


Figura 5. Evolventes R_{so} , $1.1 \cdot R_{so}$ y RG para las estaciones a) Agroeduca, b) El Cardonal y c) El Fuerte.

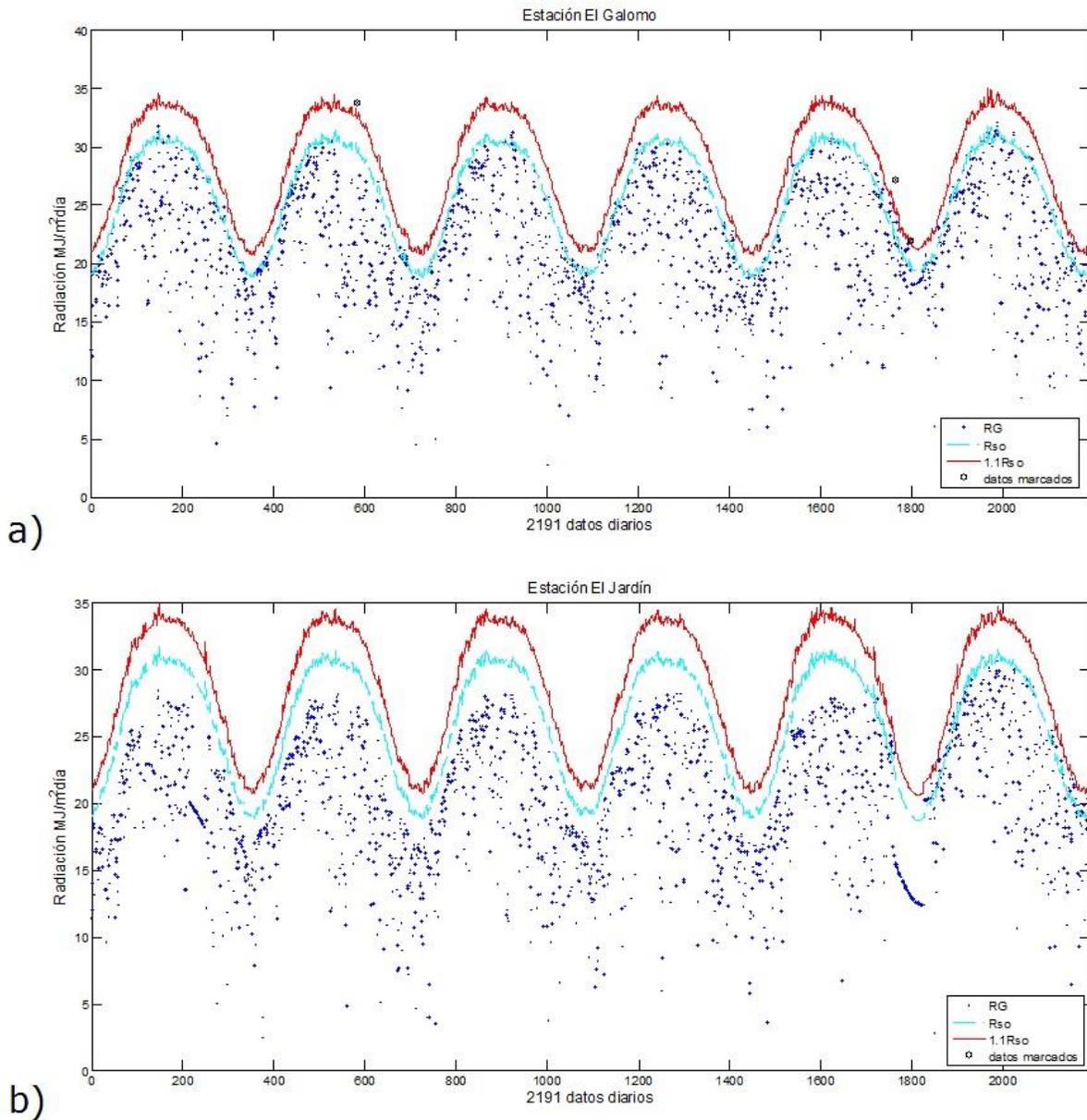


Figura 6. Evolventes R_{so} , $1.1 \cdot R_{so}$ y RG para las estaciones a) El Galomo y b) El Jardín.

Para Chapingo (Figura 4a), todos los datos cumplen con la condición de la Ecuación (19). Para Santa Rosa I AC (Figura 4b), 345 (23.25 %) datos son no confiables (datos marcados); en 1998, el sensor de esta estación empezó a presentar desajustes, específicamente en el dato 775 y en el año 1999, el daño en el sensor se presentó de manera permanente, ya que marcaba cantidades de radiación solar en las noches cuando debería haber indicado valores de cero. Estévez *et al.* (2011) encontraron, para la estación Las Cabezas de San Juan en Sevilla, múltiples mediciones en un 20 % mayor que la condición de la Ecuación (19) en el periodo de 2002 a 2006.

Con respecto a Guanajuato (Figura 5 y Figura 6), para las siguientes estaciones hay datos sospechosos: Agroeduca, un dato (0.05 %), 31/10/2005; El Cardonal, dos datos (0.09 %), 30/10/2005 y 31/10/2005; El Galomo, tres datos: (0.14 %), 7/8/2002, 31/10/2005 y 2/12/2005. Se observa que Agroeduca, El Cardonal y El Galomo reportan un dato atípico (31/10/2005), lo cual indica que se presentó esta condición en la zona en general; ello puede deberse a cielos muy despejados, o claros y limpios, por lo que no fue una medición errónea del sensor; así, estos datos sólo deben ser marcados, pero son válidos.

Prueba de consistencia interna. En Guanajuato, para la variable temperatura, en todas las estaciones se cumple con la condición de la Ecuación (8); de igual manera, todos los datos cumplen con la condición de la Ecuación (10). Sin embargo, para la Ecuación (9), en la Estación El

Galomo existe un dato que no cumple con la condición dada (10/01/2004), y lo coloca en la categoría de inconsistente (0.05 %); los datos para las demás estaciones sí cumplen. En Chapingo, para la variable temperatura, cumple todas las condiciones de las ecuaciones (8), (9) y (10). En cuanto a Santa Rosa I, para la Ecuación (8) existen cuatro datos inconsistentes (0.27 %) debido a que marcaban T_{max} igual a T_{med} y T_{min} ; también para la Ecuación (9) hay un dato inconsistente (0.07 %). Para la Ecuación (10), todos los datos cumplen con esta condición.

Para la variable humedad relativa, todos los datos de las estaciones de Guanajuato son consistentes con la Ecuación (14); lo mismo se presenta para Chapingo. Pero para Santa Rosa I AC, para la variable humedad relativa (Ecuación (14)), existen seis datos inconsistentes (0.40 %).

Prueba de salto térmico. En El Galomo, Agroeduca, El Cardonal, El Fuerte y El Jardín, los datos (y porcentajes) que no cumplen con la condición de la Ecuación (11) son los siguientes: 95 valores (4.34 %); 126 valores (5.75 %); 39 valores (1.78 %); 59 valores (2.69 %), y 133 valores (6.07 %), respectivamente; para Chapingo existen 43 datos (1.24 %), y para Santa Rosa I, 50 datos (3.37 %) que se etiquetan como sospechosos. Araya-López y Alfaro-Martínez (2008) aplicaron una prueba de salto térmico horario a datos de Manzanillo y Pavas en Costa Rica, encontrando que entre datos horarios de temperatura existió un valor atípico del salto (15 °C); al comparar este dato con el de una estación

cercana quedó claro que el campo de temperaturas de la región no experimentó variaciones, por lo que se trataba de un dato erróneo.

Prueba de persistencia. Para la variable humedad relativa máxima para la localidad de Guanajuato, todas las estaciones presentaron datos que no cumplen con la condición de la Ecuación (15). Asimismo, en Chapingo y Santa Rosa I AC, los datos sospechosos son los siguientes: Agroeduca, 246 datos (11.23 %); el Cardonal, 116 datos (5.29 %); el Fuerte, 62 datos (2.83 %); el Galomo, 972 datos (44.34 %); el Jardín, 40 datos (1.82 %); Chapingo, 603 datos (17.37 %), y Santa Rosa I AC, 1149 datos (77.43 %).

Para la variable humedad relativa mínima todas las estaciones del estudio presentaron datos sospechosos, que no cumplieron con la condición de la Ecuación (16): Agroeduca, 20 datos (0.91 %); el Cardonal, 22 datos (1.004 %); el Fuerte, 22 datos (1.004 %); el Galomo, 8 datos (0.36 %); el Jardín, 10 datos (0.46 %); Chapingo, 349 datos (10.05 %); Santa Rosa I AC, 192 datos (12.94 %).

Allen (2008) comenta que valores de humedad relativa más bajos del 30 % en zonas subhúmedas no son valores esperados.

Para la variable humedad relativa media, las estaciones que presentaron datos sospechosos fueron las siguientes: el Cardonal, 6 datos (0.27 %); el Fuerte, 4 datos (0.18 %); el Galomo, 4 datos (0.18 %); el Jardín, 6 datos (0.27 %); Chapingo, 255 datos (7.35 %), y Santa Rosa I AC, 141 datos (9.50 %). Agroeduca no presentó datos erróneos para esta variable. Santa Rosa I, en esta prueba de persistencia, presentó valores

del 100 % en días continuos (uno tras otro), $HR_{max}(d) = HR_{max}(d - 1) = HR_{max}(d - 2) = 100 \%$, con un 77.43 % de valores que no cumplen la condición (Ecuación (15)), pero se argumenta que Santa Rosa I es una área de riego, por lo que presenta mediciones de 100 % en diversos intervalos de cinco minutos durante un día, sobre todo al amanecer, cuando se presenta el punto de rocío semejante a la temperatura mínima por lo que la humedad alcanza valores de 100 % o cercanos a este valor, y además está cerca de la costa (Allen *et al.*, 1998). En esta estación, de los datos tomados cada cinco minutos en un día se obtuvo el valor máximo y el mínimo. Dicho lo anterior, se debe tomar con reserva la denominación de datos "erróneos" para este porcentaje y específicamente para esta prueba; esto lo corroboran Meek y Hatfield (1994) cuando comentan que además de los eventos abruptos o severos, las observaciones marcadas (*flagged*) son poco frecuentes de manera diaria. Comentan también que existe una única excepción posible para la violación de la regla LIM superior en $e(d)$ (presión de vapor diaria, la cual está directamente relacionada con la humedad relativa), que se corresponde con la Ecuación (13) de rango rígido por la derecha ($0.8 < HR_{max}, HR_{min}, HR_{med} < 100$) para este trabajo; agregan que, sin embargo, para fines prácticos, el aire podría considerarse como saturado en determinados momentos del amanecer.

En esta prueba para la variable radiación global, en las diferentes estaciones de estudio los datos que no cumplieron con la condición de la Ecuación (18) son los siguientes: Agroeduca, 12 datos (0.55 %); El

Cardonal, 10 datos (0.46 %); El Fuerte, 2 datos (0.09 %); El Galomo, 16 datos (0.73 %); El Jardín, 16 datos (0.73 %); Santa Rosa I AC, 16 datos (1.08 %), y Chapingo, 14 datos (0.40 %).

Prueba de ceros. Para la prueba de ceros con la variable T_{min} , todas las estaciones del estudio valoraron como falsa la condición de la Ecuación (12), lo que significa que no hay datos marcados como sospechosos para esta prueba.

Schroeder *et al.* (2005) aplican esta prueba de ceros, así como las pruebas de rango, de paso, de persistencia, de instrumento y espacial para datos de alrededor de 40 estaciones del oeste de Texas, para periodos de observaciones a 5 y 15 minutos, y de 30 a 60 minutos; estos autores acumulan los errores de todas las pruebas y para la variable temperatura encontraron para las diferentes alturas desde el nivel del suelo: 1.5, 9 y 2 m, y errores de 0.003, 0.010 y 0.009 %, respectivamente.

De manera general, en la prueba de rango flexible, exceptuando Santa Rosa I para la variable radiación solar (23.25 %), la prueba de persistencia interna para la variable humedad relativa máxima en Santa Rosa I (77.43) y en El Galomo (Guanajuato) (44.36 %), las demás estaciones no presentaron datos espurios mayores al 20 % tal como reporta Araya-López (2011), en cuyo trabajo comenta que el porcentaje de datos atípicos de humedad relativa fue mayor al encontrado para datos de temperatura y nunca fue mayor al 20 % del total de datos de la red de estaciones que integran al Instituto Meteorológico Nacional de Costa

Rica; reporta asimismo porcentajes de datos atípicos para temperaturas máximas diarias de hasta 1.2 y 7.5 %, para temperaturas mínimas de 17.8 %; para humedad relativa mínima reporta datos atípicos de 4.3 y 8.7 %; y para humedad relativa máxima de 4.3 %.

En todas las pruebas aplicadas en este estudio se presentó algún dato marcado como sospechoso, espurio o inconsistente. La prueba de rango rígido para HR_{max} debe reconsiderarse al menos para Santa Rosa I AC, que es una zona de riego, ya que se puede alcanzar en días continuos HR_{max} de 100 %, como condición excepcional por lo mismo.

Finalmente, los datos analizados de acuerdo con la Figura 1, Figura 2, Figura 3 y Figura 4 presentan un comportamiento estacional y periódico, pero dado que se dispone de menos de 10 años de datos para todas y cada una de las estaciones objeto de estudio, no es posible observar una tendencia definida (se requiere de al menos 50 años de acuerdo con la OMM, 2007). De acuerdo con los reportes del IPCC (2001) es creciente para la temperatura y por lo tanto existiría un cambio en los límites extremos de la Ecuación (7) de este trabajo para cada estación, y entonces ello llevaría a una recalibración de estas ecuaciones.

Conclusiones

Los resultados de los procedimientos aplicados a datos históricos apoyan en determinar la confiabilidad de la información meteorológica con que cuenta una EMA y así establecer si se puede utilizar en el campo de interés, teniendo la confianza de que se va a llegar a inferencias correctas, o desechar esa estación o determinada variable. Además, indican qué sensores han trabajado dentro de su rango de precisión y también permite determinar datos sospechosos, no confiables o inconsistentes, lo cual ayuda a tomar la decisión de eliminarlos, reconsiderarlos o dejarlos marcados. Se recomienda implementar en tiempo real estos procedimientos, pues indicarán datos sospechosos que son más fáciles de verificar y a la vez definir si un sensor comienza a medir datos no confiables.

Referencias

- AENOR, Asociación Española de Normalización y Certificación. (2004). *Redes de estaciones meteorológicas automáticas: Directrices para la validación de registros meteorológicos procedentes de redes de estaciones automáticas (Validación en tiempo real)*. UNE 500540:2004. Madrid, España: Asociación Española de Normalización y Certificación.
- Allen, R. G., Smith, M., Pereira, L. S., & Perrier, A. (1998). Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. In: *FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56*. Rome, Italy: Food and Agriculture Organization.
- Allen, R. G. (1996). Assessing integrity of weather data for reference evapotranspiration estimation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, ASCE 122, 97-106. Recuperado de [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(1996\)122:2\(97\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(1996)122:2(97))
- Allen, R. G. (2008). Quality assessment of weather data and micrometeorological flux - Impacts on evapotranspiration calculation. *Journal of Agricultural Meteorology*, 64(4), 191-204. DOI: 10.2480/agrmet.64.4.5
- Araya-López, J. L. (2011). Resultados de un control de calidad para datos de temperatura superficial de aire y humedad relativa. *Tecnología en Marcha*, 24, 33-49.



Araya-López, J. L., & Alfaro-Martínez, E. J. (2008). Prueba e implementación de algoritmos de control de calidad de datos de temperatura superficial del aire en un contexto operativo. *Tecnología en Marcha*, 21(3), 47-61.

ASCE-EWRI, American Society of Civil Engineers- Environmental & Water Resources Institute. (2005). *The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation. ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Report*. Recuperado de <http://www.kimberly.uidaho.edu/water/asceewri/>

Bulege-Gutiérrez, W., & Custodio, M. (2020). Cambio climático y retroceso glaciar en la cordillera Huaytapallana, Perú. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 11(2), 229-261. DOI: 10.24850/j-tyca-2020-02-06

Campos-Aranda, D. F. (2020). Detección de registros homogéneos en 16 series amplias de precipitación anual del Altiplano Potosino, México. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 11(3), 107-157. DOI:10.24850/j-tyca-2020-03-04

Estévez, G. J. (2008). *Diseño de un sistema integrado para el control de calidad de datos de estaciones meteorológicas automáticas* (disertación doctoral). Departamento de Agronomía, Universidad de Córdoba, España.

Estévez J., García-Marín, A. P., Morábito, J. A., & Cavagnaro, M. (2016). Quality assurance procedures for validating meteorological input variables of reference evapotranspiration in Mendoza province (Argentina). *Agricultural Water Management*, 172, 96-109. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2016.04.019>

Estévez, J., Gavilán, P., & Girálvez, J. V. (2011). Guidelines on validation procedures for meteorological data from automatic weather stations. *Journal of Hydrology*, 402, 144-154. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2011.02.031

Feng, S., Hu, Q., & Qian, Q. (2004). Quality control of daily meteorological data in China, 1951-2000: A new dataset. *International Journal of Climatology*, 24, 853-870. DOI: 10.1002/joc.1047

Gleason, E. (2002). *Global daily climatology network, V 1.0*. Asheville, USA: National Climatic Data Center.

IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change. (2001). *Climate change: The scientific basis. Contribution of Working Group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK, and New York, USA: Cambridge University Press.

Kubecka, P. (2001). A possible world record maximum natural ground surface temperature. *Weather*, 56, 218-221. Recuperado de <https://doi.org/10.1002/j.1477-8696.2001.tb06577.x>



- Majumdar, N. C., Mathur, B. L., & Kaushik, S. B. (1972). Prediction of direct solar radiation for low atmospheric turbidity. *Solar Energy*, 13, 383-394. DOI: 10.1016/0038-092X(72)90004-7
- Meek, D. W., & Hatfiel, J. L. (1994). Data quality checking for single station meteorological databases. *Agricultural and Forest Meteorology*, 69(1-2), 85-109. Recuperado de [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(94\)90083-3](https://doi.org/10.1016/0168-1923(94)90083-3)
- Moradi, I. (2007). Quality control of global solar radiation using sunshine duration hours. *Energy*, 34(1), 1-6. DOI: 10.1016/j.energy.2008.09.006
- Obrien, K. J., & Keefer, T. N. (1985). Real-time data verification. Computer applications in water resources. In: *Procedures. ASCE Spec. Conf.* (pp. 764-770). Buffalo, New York, USA .
- OMM, Organización Meteorológica Mundial. (2007). *Función de las normales climatológicas en un clima cambiante. Programa mundial de datos y vigilancia del clima*. Ginebra, Suiza: Organización Meteorológica Mundial.
- Reek, T., Doty, S. R., & Owen, T. W. (1992). A deterministic approach to the validation of historical daily temperature and precipitation data from the Cooperative Network. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73, 753-762.

- Schroeder, J. L., Burgett, W. S., Haynie, K. B., & Sonmez, I. (2005). The West Texas Mesonet: A technical overview. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22, 211-222. Recuperado de <https://doi.org/10.1175/JTECH-1690.1>
- Shafer, M. A., Fiebrich, C. A., & Arndt, D. S. (2000). Quality assurance procedures in the Oklahoma Mesonet. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17, 474-494. Recuperado de <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0426%282000%29017<0474%3AQAPITO>2.0.CO;2>
- UNE 500540. (2004). *Redes de estaciones automáticas. Directrices para la validación de registros meteorológicos procedentes de redes de estaciones automáticas. Validación en tiempo real*. Madrid, España: Asociación Española de Normalización y Certificación.
- WMO, World Meteorological Organization. (1996). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation* (WMO-No. 8). Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization.