

Calibración del índice de torrencialidad para la estimación de caudales extremos en la zona noroccidental de la región Andina de Colombia

Calibration of the Torrentiality Index for Extreme Flow Estimation in the Northwestern Andean Region of Colombia

Angie Daniela Caicedo-Calderón ^{1a}, Nelson Javier Cely-Calixto ^{1b}, Gustavo Adolfo Carrillo-Soto ^{1c}

¹ Grupo de Investigación en Hidrología y Recursos Hídricos – HYDROS, Maestría en Ingeniería de Recursos Hidráulicos, Facultad de Ingeniería, Universidad Francisco de Paula Santander, Colombia, Colombia. Orcid: 0000-0002-5006-8578 ^a, 0000-0002-2083-6978 ^b, 0000-0001-6772-4431 ^c. Correos electrónicos: angiedanielacc@ufps.edu.co ^a, nelsonjaviercc@ufps.edu.co ^b, gustavocarrillo@ufps.edu.co ^c

Recibido: 19 octubre, 2024. Aceptado: 27 enero, 2025. Versión final: 6 febrero, 2025.

Resumen

La estimación de los caudales extremos en una cuenca es esencial para la gestión del riesgo y desastres, el diseño de estructuras hidráulicas y la planificación del uso del suelo. El método racional modificado de Témez, utilizado para estimar caudales máximos, considera un índice de torrencialidad que varía según la zona geográfica. En España, se cuenta con un mapa de isolíneas con valores del índice entre 8 y 12, mientras que en la región Andina colombiana se ha empleado un valor general de 11 en varios estudios de consultoría. El objetivo de este estudio es calibrar el índice de torrencialidad en cuencas hidrográficas de la zona noroccidental de la región Andina colombiana, que abarca los departamentos: Antioquia, Quindío, Caldas, Risaralda, Tolima y Huila. La metodología consistió en recopilar y analizar datos hidrometeorológicos históricos con registros superiores a 15 años de estaciones limnigráficas, limnimétricas y de precipitación del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM). Se aplicaron funciones de distribución de probabilidad (FDP) Normal, Log normal, Gumbel y Log Pearson. La selección de la FDP se realizó mediante la prueba de Kolmogórov-Smirnov, con lo cual se estimaron las precipitaciones para los periodos de retorno de 10, 50, 100 y 200 años, y se obtuvieron los valores de intensidad media diaria (Id). También, se elaboraron curvas intensidad-duración-frecuencia y se estimaron los valores de intensidad horaria (I1) para los distintos periodos de retorno. Posteriormente, se aplicó la ecuación del índice de torrencialidad (I1/Id), obteniendo valores entre 9.7 y 15.5. El mapa de isolíneas del índice de torrencialidad en la zona estudiada, se generó mediante un análisis geoestadístico y una interpolación espacial utilizando Kriging Ordinario. Este mapa permite determinar el índice de torrencialidad específico para cada cuenca, aplicable en el método racional modificado. La validación de los caudales observados y los simulados muestra una eficiencia de Nash-Sutcliffe entre 0.77 y 0.95, indicando alta aceptabilidad de los errores de las funciones objetivo.

Palabras clave: calibración; caudales extremos; cuencas hidrográficas; funciones de distribución de probabilidad; índice de torrencialidad; interpolación espacial; método racional modificado; precipitación; región andina.

Abstract

The estimation of extreme flows in a watershed is essential for risk and disaster management, the design of hydraulic structures and land use planning. The modified rational method of Témez, used to estimate peak flows, considers a torrentiality index that varies according to the geographical area. In Spain, there is an isoline map with index values between 8 and 12, while in the Colombian Andean region a general value of 11 has been used in several consulting studies. The objective of this study is to calibrate the torrentiality index in basins of the northwestern zone of Colombian Andean region, which includes the departments: Antioquia, Quindío, Caldas, Risaralda, Tolima and Huila. The methodology consisted of collecting and analyzing historical hydrometeorological data with records longer than 15 years from limnigraphic, limnimetric and precipitation stations of the Institute of Hydrology, Meteorology and Environmental Studies (IDEAM). Normal, log normal, Gumbel and Log Pearson probability distribution functions (PDF) were applied. The selection of the PDF was made using the Kolmogorov-Smirnov test, which was used to estimate rainfall for the return periods of 10, 50, 100 and 200 years, and to obtain the mean daily intensity values (Id). Also, intensity-duration-frequency curves were prepared, and hourly intensity values (I1) were estimated for the different return periods. Subsequently, the torrentiality index equation (I1/Id) was applied, obtaining values between 9.7 and 15.5. The isoline map of the torrentiality index in the studied area was generated by means of a geostatistical analysis and spatial interpolation using Ordinary Kriging. This map allows the determination of the specific torrentiality index for each basin, applicable in the modified rational method. The validation of the observed and simulated flows shows a Nash-Sutcliffe efficiency between 0.77 and 0.95, indicating high acceptability of the errors of the objective functions.

Keywords: calibration; extreme flows; hydrological basins; probability distribution functions; torrentiality index; spatial interpolation; modified rational method; precipitation; Andean region.

1. Introducción

La torrencialidad en cuencas hidrográficas es un fenómeno natural que se caracteriza por la intensificación súbita de los caudales de agua en períodos cortos, parcialmente asociados a precipitaciones intensas [1]. En los Andes colombianos, los flujos torrenciales constituyen uno de los peligros naturales más devastadores, causando daños significativos a la infraestructura y al entorno [2]. Este fenómeno está influenciado por una combinación de factores climáticos, topográficos y antrópicos, los cuales, al interactuar, generan un incremento en la velocidad y volumen del agua que circula por los ríos y arroyos [3].

En regiones con alta susceptibilidad a la ocurrencia de eventos torrenciales e inundaciones, resulta esencial establecer estaciones de monitoreo hidrológico. Sin embargo, muchas cuencas hidrográficas carecen de sistemas de monitoreo adecuados, lo que lleva a la necesidad de recurrir a estimaciones aproximadas a través de métodos empíricos y semi empíricos [4].

Los caudales extremos son fundamentales para estimar la frecuencia y magnitud de eventos hidrológicos de alta intensidad en distintos escenarios temporales. El método racional modificado se ha utilizado para realizar estas estimaciones, sin embargo, presenta limitaciones en condiciones distintas a las de España [5]. Por lo tanto, deben ajustarse algunos parámetros que conforman el método para adaptarlo a las condiciones de Colombia.

En España se ha utilizado ampliamente el mapa de índice de torrencialidad para el cálculo de caudales extremos, con valores que van de 8 a 12 [6]. Dada la relación entre el índice de torrencialidad y el caudal máximo de las cuencas [7], es relevante el desarrollo de un mapa de índice de torrencialidad adaptado a Colombia. Es importante mencionar que, para efectos de realizar las estimaciones de caudales extremos empleando el método racional modificado en estudios de consultoría, se suele utilizar un valor de este índice igual a 11 [8].

La investigación tiene por objetivo calibrar el índice de torrencialidad utilizando información de 79 cuencas hidrográficas ubicadas en la zona de estudio. Para esto, se emplearon estaciones limnigráficas, limnimétricas y de precipitación, las cuales proporcionaron datos históricos para validar el método racional modificado. Además, se estimó el índice de torrencialidad como un parámetro clave en la calibración del método, con el fin de lograr un ajuste que sea específico y adecuado a las particularidades hidrológicas de la región noroccidental Andina. Este enfoque tiene como finalidad mejorar la precisión en la estimación de caudales extremos, con la presentación de una herramienta de representación cartográfica de índices de torrencialidad.

2. Metodología

2.1. Recolección de datos y delimitación del área de estudio

La zona noroccidental de la región andina colombiana se extiende entre una latitud máxima de 8°53'00" N y mínima de 1°30'48" N, con una longitud máxima de 73°52'16" O y mínima de 77°08'08" O. La zona abarca los departamentos Tolima, Risaralda, Antioquia, Huila, Caldas y Quindío. En esta zona se encuentra parte de la cordillera central, contando con paisajes montañosos que alcanzan elevaciones superiores a 4000 m.s.n.m. y valles atravesados por importantes ríos de primer orden como el río Magdalena, río Cauca y río Atrato.

La estimación del índice de torrencialidad en las cuencas hidrográficas de la zona noroccidental de la región Andina colombiana, se realiza a partir de un análisis hidrológico. Para esto se seleccionaron 79 cuencas con base en dos criterios: 1) la disponibilidad de estaciones con registros superiores a 15 años, y 2) cuencas con áreas mayores a 2.5 km² y menores a 5.000 km². Los datos para el análisis hidrológico se obtuvieron de 37 estaciones limnimétricas, 43 estaciones limnigráficas (Figura 1) y 567 estaciones de precipitación (Figura 2), proporcionados por el Instituto de Hidrología,

Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM), mediante el enlace <https://www.ideam.gov.co/>. Así mismo, se utilizó ArcGIS para determinar características geomorfológicas de las cuencas hidrográficas como área (A), perímetro (P), longitud del cauce principal (L) y pendiente media del cauce principal (J).

2.2. Análisis de datos históricos de las estaciones hidrométricas

Se emplean datos históricos para obtener los caudales extremos en las cuencas hidrográficas seleccionadas (caudales observados), con el fin de validar los caudales extremos estimados a través del método racional modificado (caudales simulados). Esto se realizó para los periodos de retorno de 10, 50, 100 y 200 años. Los caudales extremos estimados se calcularon de dos formas: 1) empleando un índice de torrencialidad de 11, utilizado como valor generalizado en estudios de consultoría y manuales [9]; y 2) utilizando los índices de torrencialidad específicos estimados para cada cuenca. Este procedimiento se realizó con el fin de evaluar la calibración del método en las cuencas hidrográficas de la región, ajustando como parámetro la torrencialidad. Además, a partir de la estimación de los índices de torrencialidad, se generó una representación espacial para su aplicación en modelos hidrológicos.

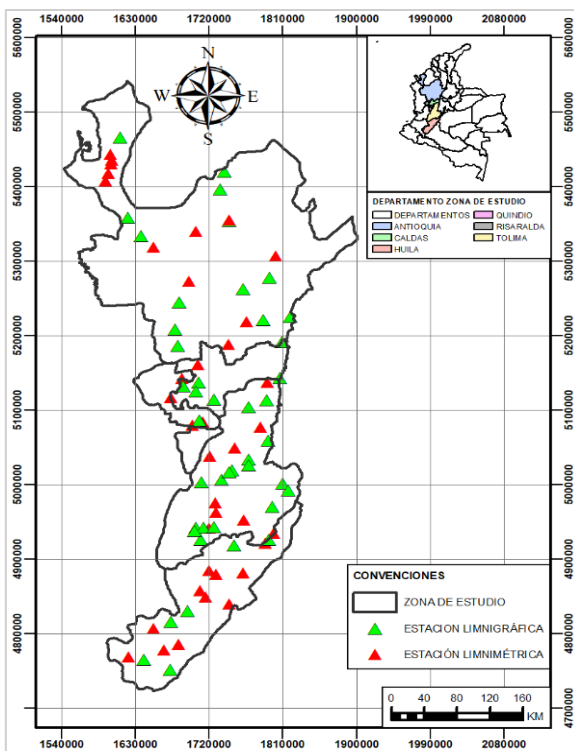


Figura 1. Distribución de las estaciones limnigráficas y limnimétricas en la zona de estudio.

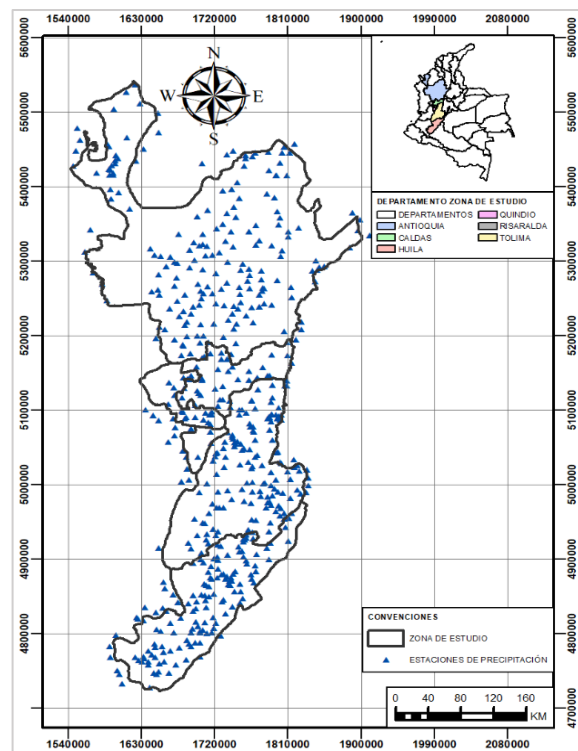


Figura 2. Distribución de las estaciones de precipitación en la zona de estudio.

Los caudales extremos se determinaron en las estaciones de las cuencas hidrográficas seleccionadas, como se describe en la **Figura 3** y la **Tabla 1**.

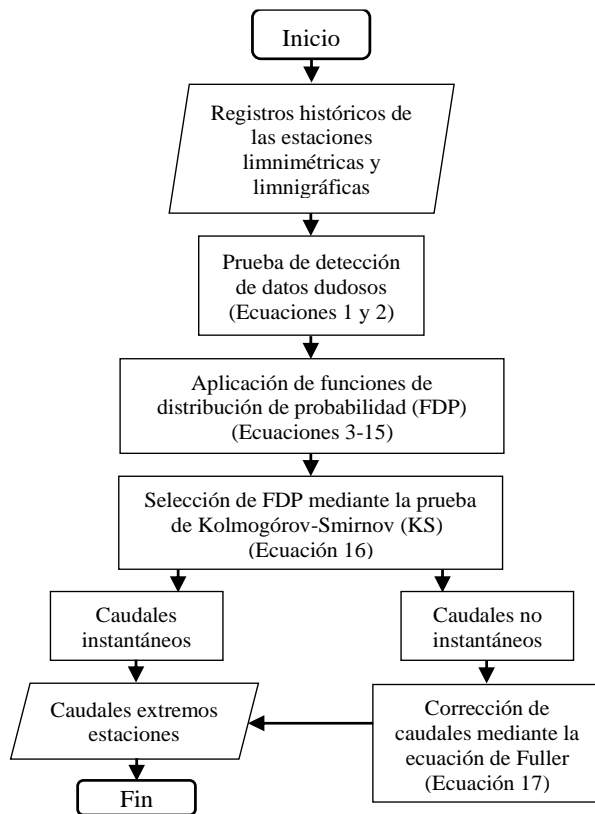


Figura 3. Diagrama de flujo de determinación de caudales extremos con datos históricos de estaciones.

Las estaciones limnigráficas registran de manera continua los niveles de agua, generando datos de caudales instantáneos. Mientras que, en las estaciones limnimétricas, los caudales se determinan a través de lecturas periódicas realizadas varias veces al día sobre una escala graduada, registradas por un observador. Estas mediciones generan datos de caudales no instantáneos, por lo cual se aplica un factor de corrección para calcular los caudales extremos, ajustando los datos para obtener mediciones más precisas [10].

2.3. Índice de torrencialidad

El índice de torrencialidad hace parte de la ecuación para la estimación de la intensidad promedio de lluvia (I) en el método racional modificado. Las ecuaciones de la determinación del índice de torrencialidad para los diferentes periodos de retorno se describen en la **Tabla 2**.

Para estimar la intensidad de la precipitación (I_1), se utilizaron curvas IDF (Intensidad-Duración-Frecuencia), para distintos periodos de retorno con una duración de 60 minutos (mm/h). Las curvas IDF se realizan empleando el método simplificado descrito en [12].

El parámetro de intensidad media diaria de la cuenca (I_d), se obtuvo a partir de la intensidad mediante la distribución de probabilidad seleccionada con la prueba de Kolmogórov-Smirnov, y se dividieron los valores entre 24 horas.

2.4. Análisis con el método racional modificado

Para la validación del método se utilizaron las ecuaciones presentadas en la **Tabla 3**. El valor de umbral de escorrentía (P_0) se obtuvo mediante el método de número de curva (CN) según como se describe en [15] y usando los valores suministrados por [12]. El CN se utiliza cuando los parámetros hidráulicos del suelo son escasos como una herramienta para modelos de infiltración [1].

3. Resultados y discusión

3.1. Velocidad y profundidad del flujo

El número de estaciones limnigráficas y limnimétricas seleccionadas se presenta en la **Figura 4**. En las 79 cuencas estudiadas, el 54% de las estaciones limnigráficas y el 46% de las limnimétricas disponen de más de 15 años de datos históricos. Estos porcentajes se distribuyen entre los departamentos de Tolima, Risaralda, Antioquia, Huila, Caldas, con el 34.2%, 6.3%, 32.9%, 20.3% y 6.3% del total de las estaciones, respectivamente.

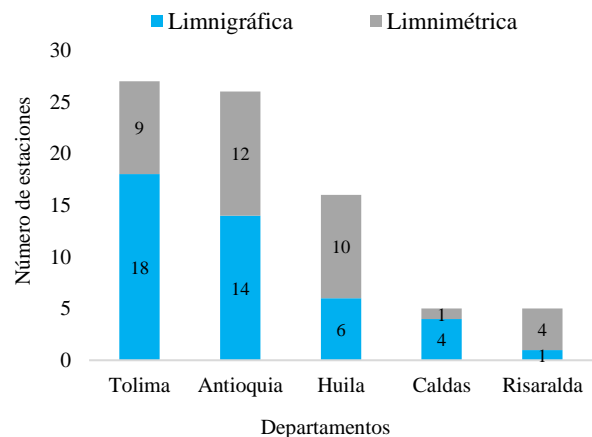


Figura 4. Número de estaciones por departamento.

Tabla 1. Ecuaciones para la determinación de caudales extremos de las estaciones

Cálculo	Ecuación	Descripción
Prueba de detección de datos dudosos	$yH = \bar{x} + K_n S_y$ (1) $yL = \bar{y} - K_n S_y$ (2)	yH: Datos dudosos altos. yL: Datos dudosos bajos. x o y: Media aritmética. S: Desviación estándar. K: Coeficiente [10].
Funciones de distribución de probabilidad (FDP)	<u>Normal</u> $\varphi(Z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} * e^{-\frac{Z^2}{2}}$ (3) $F(Z) = \int_{-\infty}^Z \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{z^2}{2}} dz$ (4) $z = \frac{Q-Q_m}{S}$ (5) $Q = Q_m + ZS$ (6) $Q_T = Q_M + K_T S$ (7)	Z: Variable estandarizada. Q: Caudal. Q _m : Valor promedio del caudal máximo Instantáneo [9].
	<u>Log normal</u> $\phi = \sqrt{\frac{\sum(Y_i - \gamma)^2}{N-1}}$ (8) $Z = \frac{Y - \gamma}{\phi}$ (9)	Y: Logaritmo del caudal máximo instantáneo. γ: Valores promedio de Y. Φ: Desviación estándar de los valores de Y [9].
	<u>Log Pearson</u> $f(x) = \frac{(x-x_0)^{\alpha-1} e^{-\frac{(x-x_0)}{\beta}}}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)}$ (10) $F(y) = \int_0^y \frac{y^{\alpha-1} e^{-y}}{\Gamma(\alpha)} dy$ (11)	x: Variable aleatoria. x ₀ : Origen de la variable x. β: Parámetro de escala. α: Parámetro de forma. F(y): Función de distribución acumulada [9].
	<u>Gumbel</u> $f(x) = \frac{1}{\alpha} e^{-\frac{(x-\beta)}{\alpha}} e^{-e^{-\frac{(x-\beta)}{\alpha}}}$ (12) $w = \frac{x-\beta}{\alpha}$ (13) $dx = \alpha dw$ (14) $f(w) = \frac{1}{\alpha} e^{-w} e^{-e^{-w}}$ (15)	β, α: Parámetros de la distribución de valores extremos [9].
Prueba de Kolmogórov-Smirnov (KS)	$D = \max F_n(x) - P_0(x) $ (16)	D: Estadístico de prueba KS. F _n (x): Función de distribución empírica acumulada P ₀ (x): Función de distribución teórica acumulada [9].
Ecuación de Fuller para caudales no instantáneos	$Q_p = Q_0(1 + 2.66 * A^{-0.3})$ (17)	Q _p : Caudal corregido. Q ₀ : Caudal no instantáneo. A: Área de la cuenca [9].

Fuente: Adaptado de [4], [9].

Tabla 2. Ecuaciones del índice de torrencialidad

Cálculo	Ecuación	Descripción
Índice de torrencialidad	$Torrencialidad = \frac{I_1}{I_d}$ (18)	I ₁ : Intensidad media de la tormenta de 1 hora de duración. I _d : Intensidad media diaria [11].
Intensidad media de la tormenta de 1 hora de duración (I ₁)	$I_1 = \frac{a * T^b * M^d}{(t/60)^c}$ (19)	I: Intensidad de precipitación. T: Periodo de retorno (Años). M: Precipitación máxima promedio multianual en 24 horas. t: Duración de la lluvia (min). a, b, c, d: Parámetros de ajuste de la regresión [12].

Fuente: Adaptado de [12], [13], [14].

Tabla 3. Ecuaciones del método racional modificado

Cálculo	Ecuación	Descripción
Método racional modificado	$Q = \frac{CIA}{3.6} K$ (20)	Q: Caudal extremo. A: Área de la cuenca [4].
Coefficientes de escorrentía (C)	$K_A = 1 - \frac{\log A}{15}$ (21) $P'_d = P_d K_A$ (22) $P'_0 = \beta P_0$ (23) $C = \frac{(P'_d - P'_0)(P'_d + 23P'_0)}{(P'_d + 11P'_0)^2}$ (24)	K _A : Coeficiente de simultaneidad. P' _d : Precipitación máxima corregida. P ₀ : Umbral de escorrentía. β: Coeficiente corrector del umbral [6].
Intensidad promedio de la lluvia (I)	$T_c = 0.3 \left(\frac{L}{J-4} \right)^{0.76}$ (25) $I = \frac{P'_d}{24} \left(\frac{I_1}{I_d} \right)^{\frac{28^{0.1-t^{0.1}}}{28^{0.1}-1}}$ (26)	T _c : Tiempo de concentración. L: Longitud del cauce principal. J: Pendiente media del cauce principal. I ₁ : Intensidad media de la tormenta de 1 hora de duración. I _d : Intensidad media diaria [4].
Coefficiente de uniformidad (K)	$K = 1 + \frac{T_c^{1.25}}{T_c^{1.25} + 14}$ (27)	

Fuente: Adaptado de [4], [13], [16].

3.2. Caudales extremos en las cuencas hidrográficas seleccionadas

Los caudales extremos basados en datos históricos de las estaciones en cuencas hidrográficas de la zona de estudio, obtenidos para los periodos de retorno de 10, 50, 100 y 200 años se presentan en la **Tabla 4**. Las FDP seleccionadas para el total de los datos de las estaciones tuvieron el siguiente orden: Log-Pearson (40%), Normal (26.3%), Gumbel (17.4%) y Log-Normal (16.3%), respectivamente.

Tabla 4. Media de los caudales extremos a partir de valores históricos de las estaciones de las cuencas hidrográficas seleccionadas

Departamentos	Caudales extremos (m ³ /s) para los periodos de retorno (TR)			
	10 años	50 años	100 años	200 años
Antioquia	416.8	522.6	566.4	610.4
Caldas	211.2	303.4	347.6	395.3
Risaralda	120.7	162.6	181.3	200.8
Tolima	342.5	528.9	617.8	717.2
Huila	644.7	807.1	874.0	940.9
Región	409.6	545.7	608.1	674.3

Los datos de caudales extremos a cada período de retorno representan la probabilidad de ocurrencia de eventos extremos con impacto significativo en la región. Las cuencas hidrográficas seleccionadas de Huila obtuvieron un caudal medio extremo para los periodos de retorno por encima de la media regional (409.6, 545.7, 608.1 y 674.3 m³/s respectivamente), en comparación con los departamentos Antioquia, Caldas, Risaralda y Tolima que presentaron valores menores. El aumento de los

eventos de precipitaciones puede estar relacionado con la alta frecuencia de caudales extremos [17], [18]. Además, los valores más altos pueden estar asociados al área de drenaje de las cuencas hidrográficas seleccionadas que, para este estudio, Huila contó con el mayor valor promedio de este parámetro que en los demás departamentos.

3.3. Mapeo del índice de torrencialidad

Se estimaron los índices de torrencialidad para los periodos de retorno (10, 50, 100 y 200 años), con esto se calculó un promedio los valores para generar el mapa de isolíneas o índices de torrencialidad de la región (**Figura 5**). El mapeo se realizó utilizando Kriging Ordinario en el entorno de ArcGIS como herramienta de geoprocésamiento para interpolar los datos [19].

La representación cartográfica del índice de torrencialidad ha sido ampliamente utilizado en España como en los estudios de [13], [14], [20] e incluido en normas oficiales para el análisis hidrológico en este país [6]. Este mapa es una herramienta utilizada para indicar las áreas con mayor susceptibilidad a fenómenos de escorrentía y flujos torrenciales. Se ha afirmado que el índice de torrencialidad indica la capacidad de descarga de las cuencas hidrográficas, donde los valores más altos significan que el cauce principal de la cuenca tiene un mayor almacenamiento hídrico [7], [21].

En general, los valores de índice de torrencialidad obtenidos se encuentran entre 9.7 y 15.5 con un promedio de 13.6. En la **Figura 6** se muestran gráficamente la información estadística de los valores de índice de torrencialidad por departamento. Los departamentos Antioquia, Caldas, Huila, Risaralda y Tolima presentaron

índices promedio de 13.8, 13.9, 13.4, 14.2 y 13.4, respectivamente (representados en la gráfica con una X). La distribución de los valores (representado en la gráfica con los límites de la caja) es mayor en los departamentos Antioquia y Tolima, así como es notable la presencia de valores fuera del rango de 25 y 75 % de los datos (representado en la gráfica por círculos fuera de las líneas horizontales paralelas a la caja). Esto coincide con el mapa, evidenciando las zonas de mayor I_1/I_d en el sur de Antioquia, Tolima y Caldas. Así mismo, en Antioquia se observan los valores más bajos mayormente al oeste. Cabe decir que el departamento Quindío también fue representado mediante la extrapolación geoespacial, obteniendo índices dentro de los valores promedio.

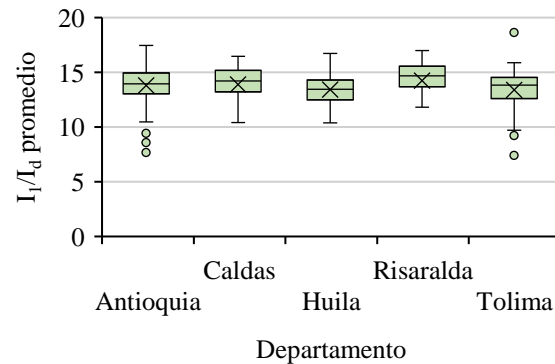


Figura 6. Valores estimados del índice de torrencialidad por departamentos.

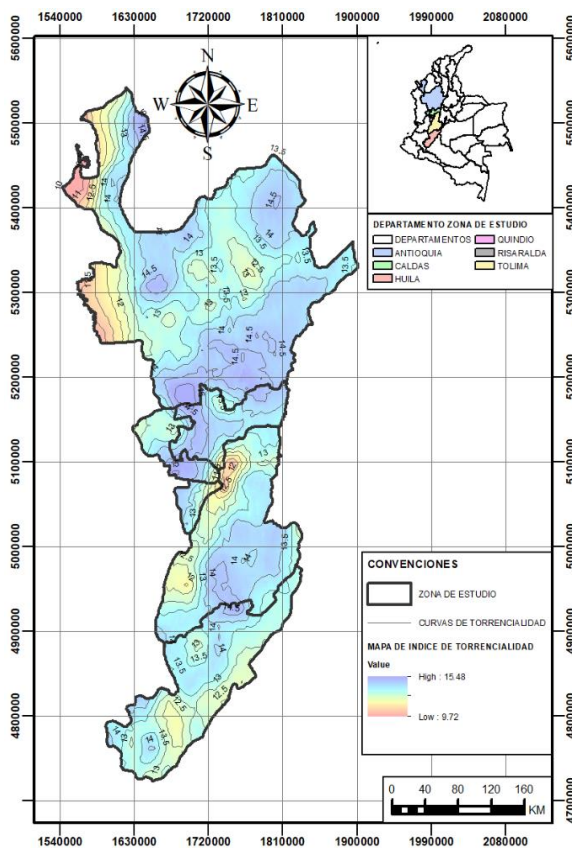


Figura 5. Mapa de índices de torrencialidad de la zona noroccidental de la región Andina colombiana.

3.4. Validación y calibración del método

Los caudales extremos estimados mediante el método racional modificado utilizando tanto un $I_1/I_d=11$ como los índices específicos estimados para cada cuenca (Q_{sim}), se compararon con los caudales extremos basados en datos históricos (Q_{obs}) (Figura 7).

La mayoría de las relaciones Q_{sim}/Q_{obs} se encuentran por encima del valor de ajuste óptimo de 1, para los diferentes periodos de retorno, lo cual indica que los valores Q_{sim} tienden a sobreestimar los valores Q_{obs} . Esto resulta favorable al estimar caudales extremos, ya que se busca que los modelos hidrológicos puedan predecir valores que permitan diseñar infraestructuras capaces de soportar eventos de magnitud superior a la real, sin incurrir en sobrecostos.

Así mismo, se evidenció que el conjunto de valores de relación la Q_{sim}/Q_{obs} cuando se utilizaron índices específicos estimados para cada cuenca (círculos azules) se acercan más al valor óptimo (línea roja), en comparación con los valores cuando se utilizó el índice generalizado (círculos amarillos), en todos los periodos de tiempo. En la gráfica de periodo de retorno de 10 años (Figura 7a) los círculos azules se encuentran más compactos y sobre la línea roja a diferencia de los círculos amarillos que están dispersos.

El conjunto de valores se va haciendo más disperso conforme aumenta el periodo de retorno, siendo la gráfica para el periodo de retorno de 200 años (Figura 7d) el que tiene la relación Q_{sim}/Q_{obs} más alta con 2.3, correspondiente a un valor de estimación de caudal extremo utilizando $I_1/I_d=11$. Esto apunta a que los caudales extremos tienen una mejor calibración cuando se estiman a partir de índices de torrencialidad específicos, lo cual se demuestra mediante pruebas de errores estadísticos como se presenta en la Tabla 5.

Se aplicaron estimadores estadísticos como la correlación de Pearson (r), el coeficiente de determinación (R^2), Error Medio Normalizado (MNE), Factor Medio de Predicción (MPF), Índice de Exactitud (IE) y eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) [22], [23].

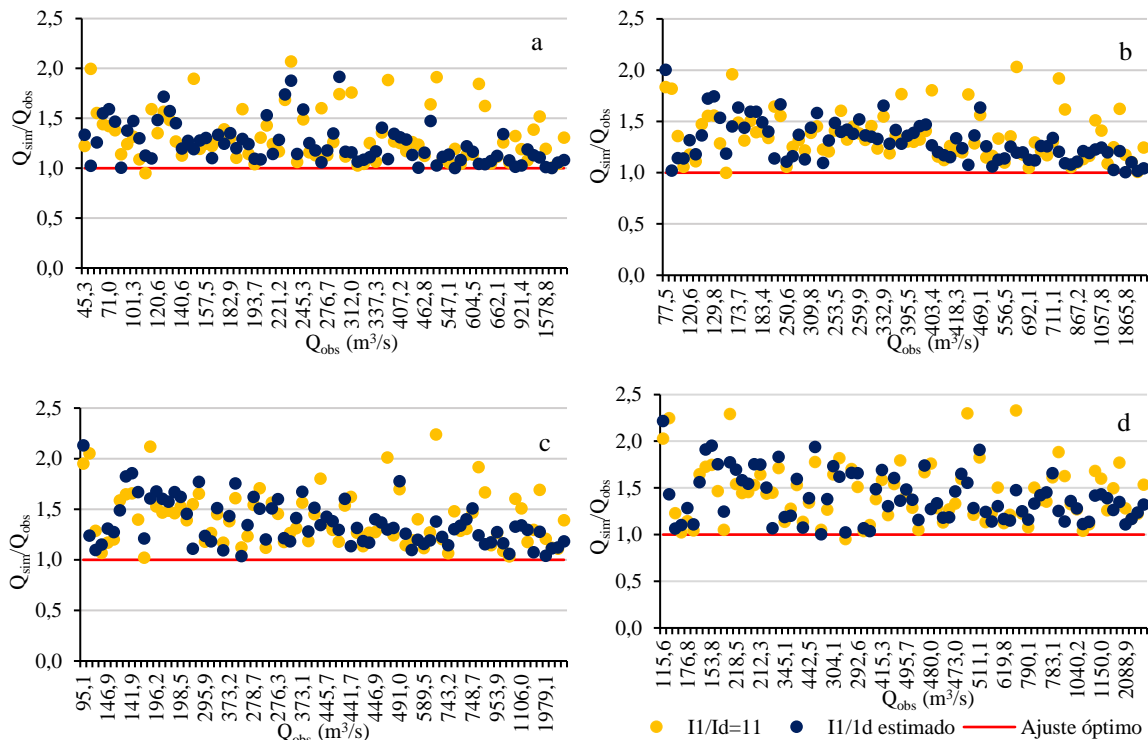


Figura 7. Relación de caudales simulados (Q_{sim}) y observados (Q_{obs}) utilizando un índice de torrencialidad generalizado y los índices específicos estimados para cada cuenca, en cada periodo de retorno a) 10 años, b) 50 años, c) 100 años, d) 200 años.

Tabla 5. Estadísticos aplicados a los caudales simulados (Q_{sim}) y observados (Q_{obs}) utilizando un índice generalizado e índices estimados para cada cuenca hidrográfica

Estadístico	Rendimiento de los índices de torrencialidad para los periodos de retorno (TR)								Valor de ajuste óptimo
	TR 10 años		TR 50 años		TR 100 años		TR 200 años		
	$I_1/I_d=11$	I_1/I_d esp.*	$I_1/I_d=11$	I_1/I_d esp.*	$I_1/I_d=11$	I_1/I_d esp.*	$I_1/I_d=11$	I_1/I_d esp.*	
r	0.97	0.99	0.96	0.99	0.96	0.99	0.95	0.98	1
R ²	0.94	0.98	0.93	0.98	0.92	0.98	0.91	0.97	1
MNE	31.60	24.01	35.45	30.23	40.27	35.66	44.57	40.33	≤ 200
MPF	1.32	1.24	1.35	1.30	1.40	1.36	1.45	1.40	1
IE	0.42	0.30	0.48	0.39	0.56	0.48	0.64	0.57	0
NSE	0.79	0.95	0.72	0.91	0.62	0.86	0.49	0.77	1

* Índices de torrencialidad específicos estimados para cada cuenca hidrográfica.

Las pruebas indicaron los índices específicos estimados para cada cuenca (I_1/I_d esp.), aplicados en el método racional modificado para la estimación de caudales extremos, tiene un rendimiento óptimo. Los estadísticos promedio para los índices específicos fueron: 0.99 para r, 0.98 para R², 1.33 para MPF, 0.87 para NSE, 0.44 para IE y 32.56 para MNE. En cuanto a los estadísticos promedio para el índice generalizado fueron: 0.96 para r, 0.93 para R², 1.38 para MPF, 0.66 para NSE, 0.53 para IE y 37.97 para MNE.

En la Figura 8 se presenta la regresión lineal de los caudales extremos estimados utilizando el mapa de índices de la zona noroccidental de la región andina colombiana, con respecto a los caudales determinados basados en datos históricos. En esta gráfica se constata la alta predictibilidad del método en la zona de estudio, obteniendo R² superiores a 0.98.

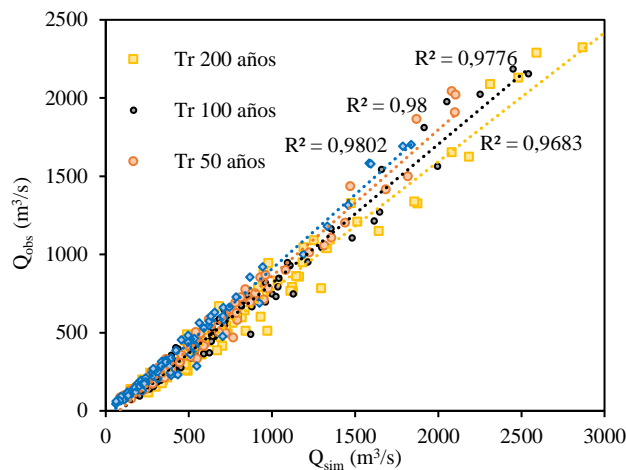


Figura 8. Diagrama de regresión lineal de los caudales extremos observados (Q_{obs}) y simulados (Q_{sim}) utilizando índices de torrencialidad específicos estimados para cada cuenca.

4. Conclusiones

El análisis hidrológico de datos históricos permitió determinar los caudales extremos correspondientes a periodos de retorno de 10, 50, 100 y 200 años en diversas cuencas hidrográficas de la zona noroccidente de la Región Andina Colombiana. De esta forma, se determina que el método racional modificado aplicado, validado y calibrado a las condiciones hidráulicas e hidrológicas de la zona de estudio, permite identificar y cuantificar datos hidrológicos con gran precisión para cada uno de los periodos de retorno analizados, siendo esto una herramienta adecuada para la predicción de posibles fenómenos y el planteamiento de planes de respuesta ante estos.

A nivel regional, se obtuvieron los extremos caudales promedio de 406.8 m^3/s para un TR de 10 años, 541.7 m^3/s para un TR de 50 años, 603.4 m^3/s para un TR de 100 años y 669.1 m^3/s para un TR de 200 años. Se destaca que la función Log-Pearson mostró la mejor adaptación a los datos históricos recopilados de las estaciones.

La relación entre la torrencialidad y la estimación de caudales extremos mediante modelos hidrológicos resalta la necesidad de desarrollar el mapa de índice de torrencialidad como herramienta. Los índices representados en el mapa permitieron una calibración más precisa del método racional modificado para la zona de estudio, logrando resultados óptimos en las pruebas de errores estadísticos.

Aunque la aplicación del método utilizando el índice de torrencialidad generalizado ($II/Id=11$) demostró ser válida en las cuencas analizadas, se recomienda utilizar

valores de índices específicos, considerando el mejoramiento de la capacidad de predicción.

Se recomienda analizar la alternativa de disipador rígido de energía en condiciones de sedimento diferente, variando el diámetro medio, composición en volumen y tipo de lecho. Así mismo, se recomienda analizar la influencia y funcionalidad de la estructura en escalas de laboratorio mayores, así como también, variando el factor de escala en modelos numéricos de simulación.

Agradecimientos

Los autores agradecen a la Universidad Francisco de Paula Santander, así como al Grupo de Investigación en Hidrología y Recursos Hídricos (HYDROS).

Financiación

La investigación se desarrolla con apoyo de recursos en especie de la Universidad Francisco de Paula Santander.

Contribución de los autores

D. Caicedo-Calderón: Recolección y análisis de datos, redacción – borrador original, redacción – revisión y edición, redacción – documento final. N. Cely-Calixto: Metodología, investigación, administración del proyecto, supervisión, redacción – borrador original, redacción – revisión y edición, redacción – documento final. G. Carrillo-Soto: Conceptualización, análisis formal, metodología, redacción – borrador original.

Todos los autores han leído y están de acuerdo con la versión publicada del artículo.

Conflicto de interés

Los autores declaran que no tiene ningún conflicto de interés con relación al desarrollo de la investigación, ya sea de carácter personal, económico, de autoría o cualquier otro tipo, que pueda afectar el desarrollo o publicación de la investigación y los resultados aquí presentados.

Declaración de la Junta de Revisión Institucional

No aplica.

Declaración de consentimiento informado

No aplica.

Referencias

- [1] A. M. R. Cañón et al., “Guía metodológica para zonificación de amenaza por avenidas torrenciales,” Servicio Geológico Colombiano, 2021. [Online]. Available: <http://201.130.16.43/handle/20.500.11762/36977>
- [2] S. Machuca, H. García-Delgado, A. M. Ramos-Cañón, “Assessing torrentiality in catchments of the tropical Andes: A morphometric approach,” *J South Am Earth Sci*, vol. 134, p. 104775, 2024, doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104775>
- [3] M. Costea, “Torrentiality – Morphohydrographical conditions in the Sebeş Basin (The Parâng Mountains Group, Southern Carpathians),” *Forum geografic*, vol. XI, no. 2, pp. 195–208, 2012, doi: <http://doi.org/10.5775/fg.2067-4635.2012.073.d>
- [4] N. J. Cely-Calixto, G. A. C. Soto, D. Becerra-Moreno, “Validation of the modified Témez rational model in the watersheds of Norte de Santander, Colombia,” in *Journal of Physics: Conference Series*, 2021, doi: <http://doi.org/10.1088/1742-6596/2073/1/012017>
- [5] F. Oñate-Valdivieso, J. Bosque-Sendra, A. Sastre-Merlin, V. M. Ponce, “Calibration, validation and evaluation of a lumped hydrologic model in a mountain area in southern Ecuador,” *Agrociencia* 50, vol. 50, no. 8, pp. 944–963, 2016.
- [6] Ministerio de Fomento, “Orden FOM/298/2016 España,” 2016. [Online]. Available: <https://www.boe.es/eli/es/o/2016/02/15/fom298>
- [7] R. Díaz Gómez, F. J. Gaspari, S. M. GeorGieff, “Aspectos morfométricos de cuencas subtropicales del Noroeste de Argentina,” *Acta geológica lilloana*, vol. 29, no. 1, pp. 1–12, 2017.
- [8] MTC, “Manual de hidrologia hidraulica y drenaje,” 2011, Lima: empresa editora macro eirl. [Online]. Available: <https://www.aguasresiduales.info/revista/libros/manual-de-hidrologia-hidraulica-y-drenaje>
- [9] Y. Vargas-Peñaranda, N. Cely-Calixto, G. Carrillo-Soto, “Estimación de caudales extremos no instantáneos en cuencas de la región nororiental andina de Colombia,” *Revista UIS Ingenierías*, vol. 23, no. 2, 2024, doi: <https://doi.org/10.18273/revuin.v23n2-2024008>
- [10] V. Te Chow, D. R. Maidment, L. W. Mays, *Hidrología aplicada*. 2000th ed., vol. 146. 1994.
- [11] J. Bustamante Albert, “Proyecto de diseño de instalaciones hidráulicas en un parque público de Pozuelo de Alarcón,” 2019.
- [12] Invias, “Manual de drenaje para carreteras,” 2009. [Online]. Available: <https://www.invias.gov.co/index.php/archivo-y-documentos/documentos-tecnicos/especificaciones-tecnicas/984-manual-de-drenaje-para-carreteras>
- [13] D. Solla, C. Acuña-Alonso, C. Peco-Costas, X. Álvarez, “Flooding study of the Loira River (Galicia, Spain): Importance of pre-evaluation in land management,” *Clean Eng Technol*, vol. 21, p. 100769, 2024, doi: <https://doi.org/10.1016/j.clet.2024.100769>
- [14] R. E. Pérez, M. Cortés-Molina, F. J. Navarro-González, “Analysis of rainfall time series with application to calculation of return periods,” *Sustainability*, vol. 13, no. 14, p. 8051, 2021, doi: <https://doi.org/10.3390/su13148051>
- [15] L. F. Parra-Gómez, F. L. Franco-Idárraga, “Gestión natural de inundaciones,” *Revista UIS Ingenierías*, vol. 23, no. 2, pp. 143–158, 2024, doi: <https://doi.org/10.18273/revuin.v23n2-2024009>
- [16] L. M. López Villar, D. A. Velasco Becerra, S. Santos Hurtado, “Impact on urban drainage taking into account the rainwater harvesting in a rural district,” *LACCEI*, vol. 1, no. 8, 2023, doi: <https://doi.org/10.18687/LACCEI2023.1.1.1376>

[17] E. N. Dethier, S. L. Sartain, C. E. Renshaw, F. J. Magilligan, “Spatially coherent regional changes in seasonal extreme streamflow events in the United States and Canada since 1950,” *Sci Adv*, vol. 6, no. 49, p. eaba5939, 2020, doi:

<https://doi.org/10.1126/sciadv.aba5939>

[18] A. Huang et al., “Spatiotemporal variations of inter-and intra-annual extreme streamflow in the Yangtze River Basin,” *J Hydrol (Amst)*, vol. 629, p. 130634, 2024, doi: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2024.130634>

[19] R. Giraldo, P. Delicado, J. Mateu, “Ordinary kriging for function-valued spatial data,” *Environ Ecol Stat*, vol. 18, pp. 411–426, 2011, doi: <https://doi.org/10.1007/s10651-010-0143-y>

[20] P. Fernandez, E. Delgado, M. Lopez-Alonso, J. M. Poyatos, “GIS environmental information analysis of the Darro River basin as the key for the management and hydrological forest restoration,” *Science of the Total Environment*, vol. 613, pp. 1154–1164, 2018, doi: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.09.190>

[21] M. S. Bustos, S. M. Georgieff, “Análisis morfométrico de los principales tributarios del río Salí en la cuenca de Tapia-Trancas a partir del procesamiento en SIG y sensoramiento remoto,” 2020.

[22] K. Roushangar, R. Khoshkanar, J. Shiri, “Predicting trapezoidal and rectangular side weirs discharge coefficient using machine learning methods,” *ISH Journal of Hydraulic Engineering*, vol. 22, no. 3, pp. 254–261, 2016, doi: <https://doi.org/10.1080/09715010.2016.1177740>

[23] L. Nouri, G. Mahtabi, S. H. Hosseini, C. V. S. R. Prasad, “Hydrological responses to future climate change in semi-arid region of Iran (Golabar and Taham Basins, Zanjan Province),” *Results in Engineering*, vol. 21, p. 101871, 2024, doi: <https://doi.org/10.1016/j.rineng.2024.101871>