



EFFECTO DEL COEFICIENTE TEÓRICO DE DESCARGA DE VERTEDEROS SOBRE LA MEDICIÓN DE CAUDALES EN PEQUEÑOS RÍOS ANDINOS

EFFECT OF WEIR'S THEORETICAL DISCHARGE COEFFICIENT ON DISCHARGE MEASUREMENTS IN SMALL ANDEAN STREAMS

Mario Gualpa*¹, Rolando Céleri², y Patricio Crespo²

¹Ingeniero de Recursos Hídricos, Empresa Pública Municipal de Telecomunicaciones, Agua Potable, Alcantarillado y Saneamiento de Cuenca ETAPA EP, Ecuador.

²Profesor, Departamento de Recursos Hídricos y Ciencias Ambientales, Facultad de Ingeniería, Universidad de Cuenca, Ecuador.

*Autor para correspondencia: mario.x.gualpa@gmail.com

Manuscrito recibido el 30 de marzo de 2021. Aceptado, tras revisión, el 14 de diciembre de 2021. Publicado el 1 de septiembre de 2022.

Resumen

Los Ecosistemas Andinos proveen importantes servicios hidrológicos para comunidades aguas abajo de los ríos. Debido a esta importancia, se han realizado varios estudios hidrológicos en los últimos años, con énfasis en la identificación de procesos hidrológicos e impactos de cambio de uso de la tierra. En estas investigaciones y para la operación de pequeños proyectos de riego y agua potable, los ríos de montaña se han equipado con vertederos compuestos de pared delgada para estimar los caudales. Para transformar el nivel de agua en caudal, las ecuaciones de los vertederos emplean coeficientes de descarga teóricos, los cuales no necesariamente se ajustan a las condiciones reales de campo, principalmente a la fluviomorfología del sitio y aspectos constructivos del vertedero, complicando sus mediciones. Por ello, este estudio analiza el efecto de utilizar coeficientes teóricos en lugar de coeficientes ajustados en campo. El estudio se realizó en 9 microcuencas ($0,2 - 7,53 \text{ km}^2$) ubicadas en el Observatorio Ecohidrológico de Zhurucay, en el páramo del sur del Ecuador. Para calibrar los coeficientes, se generaron curvas de descarga mediante mediciones de dilución de sal y mecánicas. Los resultados revelaron que los coeficientes de descarga difieren de su valor teórico hasta en un 15% para vertederos de sección triangular (DCvn) y hasta un 25% para sección rectangular (DCr). El DCvn afecta 4 veces más en la estimación de caudales bajos y medios que el DCr en caudales altos. Por su parte, el aforo por dilución de sal es más preciso para caudales medios y altos, pero en caudales bajos, este sobrestima un 10%. En general, los resultados sugieren que es esencial ajustar los coeficientes en campo para evitar errores en diferentes estudios hidrológicos.

Palabras clave: Hidrología, Andes Tropicales, Monitoreo Hidrológico, Aforos, Ecuador.

Abstract

Andean ecosystems provide important hydrological services for downstream communities. Due to this importance, several hydrological studies have been carried out in recent years, with emphasis on hydrological processes identification and land use change impacts. In several studies, but also for the operation of small-scale irrigation and drinking water projects, small streams have been equipped with compound, sharp-crested weirs for discharge estimation. To transform the water level (stage) into a discharge (water rate), weir equations use theoretical discharge coefficients, which do not necessarily apply under the actual field conditions, mainly site fluviomorphology and weir construction aspects, introducing uncertainty in their measurements. Therefore, this study analyzes the effect of using theoretical coefficients instead of adjusted coefficients in field. The study was conducted on 9 micro-catchments ($0,2 - 7,53\text{km}^2$) located in the Zhurucay Ecohydrological Observatory in the paramo of southern Ecuador. To calibrate the coefficients, discharge curves were generated by mechanical and salt-dilution gauging methods. Results revealed that the discharge coefficients differed from their theoretical value by up to 15% for triangular (V-notch) weir section (DC_{vn}) and by up to 41% for rectangular weir section (DC_r). The DC_{vn} affects 4 times more in low and medium discharges estimation than DC_{vn} in high discharges. On the other hand, salt-dilution method is more precise for medium and high discharges, but at very low discharges, it overestimates discharge up to 10%. Overall, results suggest that it is essential to calibrate the discharge coefficients in the field to avoid errors in hydrological studies.

Keywords: Hydrology, Tropical Andes, Hydrological monitoring, Gauging methods, Ecuador.

Forma sugerida de citar: Guallpa, M., Célleri, R. y Crespo, P. (2022). Efecto del coeficiente teórico de descarga de vertederos sobre la medición de caudales en pequeños ríos Andinos. *La Granja: Revista de Ciencias de la Vida*. Vol. 36(2):75-87. <http://doi.org/10.17163/lgr.n36.2022.06>

IDs Orcid:

Mario Guallpa: <http://orcid.org/0000-0001-6651-2672>

Rolando Célleri: <http://orcid.org/0000-0002-7683-3768>

Patricio Crespo: <http://orcid.org/0000-0001-5126-0687>

1 Introducción

Más del 50% de la población a nivel mundial obtiene agua proveniente de las montañas. Los Andes, que cubren una cadena montañosa continua en Venezuela, Colombia, Ecuador, Perú, Chile, Bolivia y Argentina, tienen más de 2'500 000 km^2 y albergan a más de 85 millones de habitantes (alrededor del 45% de la población total del país). Además, al menos otros 20 millones de personas que viven en las ciudades costeras del Pacífico de Sudamérica también dependen del agua proveniente de los Andes (Hofstede, Segarra y Mena, 2003; CONDESAN, 2012). Los ecosistemas de páramo, puna, jalca y bosque nublado montano constituyen depósitos de agua en los Andes (Ochoa-Tocachi, Buytaert y De Bièvre, 2016), y su regulación hidrológica natural se considera clave para el funcionamiento de los sistemas de agua potable y riego no regulados (es decir, sin embalses artificiales) en las zonas altoandinas (De Bièvre y col., 2003; Hamel y col., 2018).

En los últimos años se han llevado a cabo estudios hidrológicos en cuencas de páramo andinas, que van desde el estudio de los procesos hidrológicos y la generación de escorrentía (Mosquera y col., 2015; Correa y col., 2017; Correa y col., 2019; Mosquera, Segura y Crespo, 2018; Lazo y col., 2019) a los impactos de la agricultura (Buytaert y col., 2005; Buytaert y col., 2006; Crespo y col., 2010; Ochoa-Tocachi, Buytaert y De Bièvre, 2016) y la forestación con especies exóticas (Buytaert, De Bièvre e Iniguez, 2007; Crespo y col., 2012; Bonnesoeur y col., 2019; Bonnesoeur, Locatelli y Ochoa-Tocachi, 2018; Marín y col., 2018). Se han realizado estudios similares en bosques andinos (Tobón, 2008; Roa-García y col., 2011; Crespo y col., 2012), que se basan en datos hidrológicos recogidos en cuencas experimentales y representativas. Tal es la importancia del monitoreo hidrológico que ha dado origen a la Iniciativa Regional para el Monitoreo Hidrológico de los Ecosistemas Andinos-iMHEA (Céleri y col., 2010; Ochoa-Tocachi y col., 2018), el cual monitorea las precipitaciones y la descarga en más de 25 microcuencas (entre 0,2 y 10 km^2) distribuidas por los Andes Tropicales.

En la mayoría de estas pequeñas cuencas se utilizan vertederos con muesca en V (sección triangular) para medir la descarga (caudal) del canal abierto (Céleri y col., 2010; Crespo y col., 2010; Guall-

pa y Céleri, 2013; Mosquera y col., 2015; Ochoa-Tocachi y col., 2016), ya que permiten convertir la altura de agua en caudal con gran precisión y exactitud mediante el uso de la ecuación del vertedero. Sin embargo, es muy difícil encontrar condiciones de campo ideales para la construcción de vertederos y para la instalación de sensores de nivel de agua (Guallpa y Céleri, 2013). Estas desviaciones de las condiciones ideales aumentan la incertidumbre en las mediciones, porque el coeficiente de descarga de la ecuación del vertedero se ve afectado. Según varios autores (Westerberg y col., 2011; Guallpa y Céleri, 2013), estas incertidumbres deberían evaluarse antes de estimar los recursos hídricos, pero en la práctica rara vez se hace.

Los coeficientes de descarga teóricos fueron determinados en el laboratorio mediante ensayos en condiciones controladas (Bergmann, 1963). Sin embargo, cuando se construyen vertederos en pequeños ríos y quebradas de montaña, las condiciones de campo son diferentes a las del laboratorio. Existen dos condiciones que son difíciles de lograr en el campo 1) el nivel del agua debe medirse a una distancia mínima aguas arriba de cuatro veces la altura máxima sobre la cresta del vertedero; y 2) las velocidades del flujo de agua entrante deben ser cercanas a cero. La primera condición no se cumple porque, en la mayoría de los casos, el sensor se instala junto en la cresta del vertedero, por lo que las mediciones se ven afectadas por el descenso del nivel del agua sobre el vertedero; se elige esta posición porque es el lugar menos probable en el que los sedimentos arrastrados en épocas de lluvia puedan causar daños al sensor electrónico sumergido.

Por otro lado, la fuerte pendiente del cauce (Mosquera y col., 2015) y los caudales máximos no permiten mantener velocidades de flujo bajas sobre los vertederos. Por estas razones, el coeficiente de descarga del vertedero será diferente a los valores teóricos. No obstante, hasta ahora no se han encontrado estudios que evalúen el impacto de utilizar coeficientes de descarga teóricos en lugar de los determinados en el campo. Según Birgand, Lellouche y Appelboom (2013) y Coxon y col. (2015), no hay estudios acerca del potencial asociado a las mediciones de descarga en condiciones no ideales. Por esta razón, el objetivo de este estudio es identificar el efecto del uso de los coeficientes teóricos para calcular la descarga bajo condiciones no ideales de

construcción de vertederos en cuencas andinas.

2 Materiales

2.1 Área de estudio

El estudio se llevó a cabo en el Observatorio Ecohidrológico de Zhurucay (Figura 1), que se encuentra en un ecosistema de páramo en el sur de Ecuador. El río Zhurucay es un afluente del río Jubones que desemboca en el océano Pacífico (Mosquera y col., 2015; Correa y col., 2019). La cuenca del río Zhuru-

cay tiene un área de drenaje de $7,53 \text{ km}^2$ y un rango altitudinal entre 3400 y 3900 m s.n.m. La precipitación media anual es de 1345 mm con lluvias bien distribuidas durante el año, y se caracterizan por ser eventos frecuentes y de baja intensidad (Padrón, Crespo y Céleri, 2015). La evapotranspiración anual (ETa) es de 622 mm (Ochoa-Sánchez y col., 2019). La vegetación está compuesta principalmente por pastos de tussock (72% de la cuenca) y plantas de cojín (24%); las especies forestales como Polylepis y Pinos cubren el resto de la cuenca (Correa y col., 2017; Carrillo-Rojas y col., 2019).

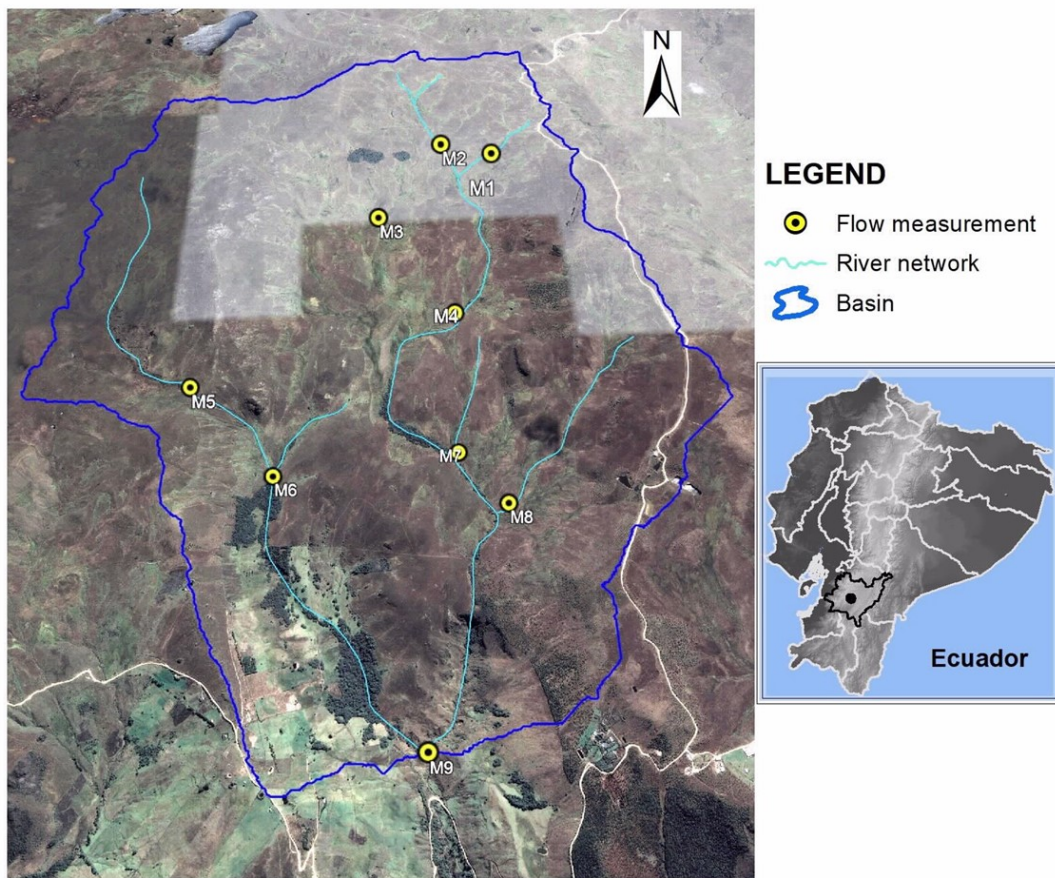


Figura 1. Área del estudio: Observatorio ecohidrológico de Zhurucay. M9: vertedero rectangular. M1 a M8: vertederos compuestos.

2.2 Vertederos

El monitoreo de caudales en Zhurucay sigue un enfoque anidado, utilizando 9 vertederos situados aguas arriba o abajo de las confluencias. Estos vertederos son o bien vertederos compuestos de muesca en V y cresta afilada (que consisten en una parte de muesca en V (sección triangular) y una parte rectangular, y se denominan M1 a M8) o un vertedero rectangular de cresta afilada (M9). Existe descarga libre aguas abajo de los vertederos (es decir, aire bajo la lámina de descarga sobre el vertedero), lo cual

es un requisito para utilizar la ecuación del vertedero (Figura 2). Cada vertedero tiene un sensor de nivel de agua con una precisión de 1 mm, y registra datos cada 5 minutos. En los arroyos más pequeños (de 0,2 a 3,28 km²) se colocaron vertederos de muesca en V compuesta, ya que permiten medir con precisión descargas muy bajas (Célleri, De Bièvre y Ochoa, 2012). La construcción y las especificaciones de los vertederos se pueden encontrar en Bergmann (1963) y United States Bureau of Reclamation (2001).



Figura 2. Ejemplos de un vertedero rectangular (izquierda) y de un vertedero compuesto (muesca en V - rectangular) (derecha) en la zona de estudio.

Existen ecuaciones específicas para los vertederos en V y rectangulares. Para los vertederos de muesca en V, cuando la descarga se produce dentro de la sección triangular, se utiliza la ecuación de Kindsvater (Ecuación 1) ofrecida por el United States Bureau of Reclamation (2001). Para los vertederos rectangulares suprimidos de cresta aguda, Kindsvater y Carter (1959) desarrollaron la ecuación (Ecuación 2). Los mismos autores crearon una ecuación para estimar la descarga que pasa por un vertedero compuesto, que consiste en una parte con muesca en V (con un ángulo de muesca de 90 grados) y una parte rectangular (Ecuación 3).

$$Q = 1,37 * h^{5/2} \quad (1)$$

$$Q = 1,77 * L * h^{3/2} \quad (2)$$

$$Q = 1,37 * (h^{5/2} - (h - H)^{5/2}) + 1,77 * B * (h - H)^{3/2} \quad (3)$$

Para las ecuaciones 1 a 3: Q es el caudal (m³/s); h es la altura del agua desde el vértice de la muesca en V (m), medida en un punto situado a una distancia horizontal de 4H aguas arriba del vertedero; H es la altura de la muesca en V (m); B es la anchura combinada (m) de las partes rectangulares del vertedero; L es la anchura (m) del vertedero rectangular; y 1,37 y 1,77 son los coeficientes teóricos de descarga para la muesca en V (DC_{Vn}) y la sección rectangular (DC_r), respectivamente. La H de todos los vertederos de Zhurucay es de 30 cm. Para este estudio se han considerado descargas bajas hasta 5,5 l/s ($h < 11$ cm); descargas medias entre 5,5 y 67,5 l/s ($11 \leq h < 30$ cm), y valores superiores a 67,5 l/s ($h \geq 30$ cm) para descargas altas.

3 Métodos

Se cuestionaron y recalcularon los coeficientes de descarga de las ecuaciones 1 a 3. En primer lugar,

se midió el nivel del agua y la descarga en el campo en varias campañas de monitoreo, asegurándose de que se registraban todo el rango de caudales (de bajo a muy alto) (Sección 3.1). Las mediciones para caudales medios y altos (8 a 10 mediciones de descarga) se realizaron entre febrero a mayo (periodo de lluvias), y para caudales bajos (5 a 7 mediciones) entre agosto y septiembre (periodo seco). A continuación, se calcularon los coeficientes de descarga efectiva y se analizó el impacto del uso de los teóricos para la estimación de la descarga (Sección 3.2).

3.1 Métodos de medición de la descarga

Se utilizaron tres métodos de medición de caudales para estimar las curvas altura-descarga: volumétrico (volumen-tiempo), velocidad-área (medidor de corriente o correntómetro) y método de dilución. En esta sección, se detalla cada método. El método de dilución se describe con más detalle por ser el menos común.

3.1.1 Método volumétrico

Se utilizó un recipiente o balde de 20 litros para recoger el agua que fluía por los vertederos con muescas en V. El tiempo de llenado del recipiente se midió con un cronómetro. La descarga se estimó como la división del volumen del recipiente entre el tiempo necesario para llenarlo (Hydromatch, 2014). Este método se utilizó para medir las descargas con un nivel de agua por encima del fondo del vertedero hasta 15,5 cm. Se realizaron varias mediciones para una mayor precisión de los resultados.

3.1.2 Método de velocidad-área (Medidor de la corriente)

La descarga se determinó a partir de la medición del área de la sección transversal del arroyo y de la velocidad media del flujo. Este método se detalla en la Guía de Prácticas Hidrológicas de la Organización Meteorológica Mundial (WMO, 1994). Estas mediciones se realizaron aguas arriba o aguas abajo del vertedero (distancia de 5 m aproximadamente), donde las condiciones del flujo de agua eran estables. La velocidad del flujo se midió utilizando una hélice de correntómetro que giraba alrededor de un eje horizontal. Cada revolución de la hélice genera un impulso eléctrico que es registrado por un registrador de datos. La velocidad de las revoluciones es

proporcional a la velocidad del flujo (WMO, 1994). Antes de realizar las mediciones sobre el terreno, el equipo fue calibrado en el laboratorio según los manuales de fábrica. Este método se utilizó para medir las descargas medias y altas, cuando la altura del agua por encima del vertedero era superior a 15 cm. El método no se utilizó para las descargas bajas porque el bajo nivel de agua indicaba que la hélice no estaba totalmente sumergida.

3.1.3 Método químico (Dilución salina)

Este método se basa en la capacidad de la corriente para diluir uniformemente el trazador en el agua (Rantz, 1982). Los ríos y arroyos de montaña tienen en promedio pendientes superiores al 35% (Mosquera y col., 2015) y flujo turbulento. Estas características permiten la aplicación del método de dilución salina en la zona de estudio. Además, según Kite (1993), esta técnica debe aplicarse cuando la descarga es inferior a $15 \text{ m}^3/\text{s}$. En la zona de estudio, el caudal máximo medido es de $6 \text{ m}^3/\text{s}$ en la salida (M9). Por lo tanto, el método se aplicó para medir la descarga baja, media y alta.

El método específico utilizado fue la inyección instantánea (Rantz, 1982). Frederick y Cobb (1985), Kite (1993) y Bronge y Openshaw (1996) describen el procedimiento detallado para la medición en campo, y se puede resumir en cuatro pasos: 1) diluir una cantidad de sal conocida en un recipiente de agua, 2) inyectar la solución aguas arriba en un punto en el que el flujo es turbulento, 3) medir la Conductividad Eléctrica (CE) inicial en el área de medición y luego en cada paso de tiempo (el paso de tiempo para el presente estudio fue de 1 segundo), 4) realizar medidas continuas hasta que la CE alcance el valor inicial ($\pm 2 \mu\text{S}/\text{cm}$). Las mediciones de descarga son muy precisas cuando las relaciones inicial-máxima de las conductividades eléctricas están entre 2,5 y 3 (Bronge y Openshaw, 1996; Comina y col., 2013).

Para calcular la descarga, hay que construir la curva tiempo-CE. El área bajo la curva corresponde al aumento de la CE debido a la sal inyectada. El equivalente de sal que atraviesa la sección en cada paso de tiempo se obtiene entonces mediante el factor de conversión (K). En este caso, $K = 2,0832 \text{ (l/mg} * \mu\text{S/cm)}$. El área bajo la curva se determina mediante la Ecuación 4, y la descarga mediante la

Ecuación 5. Donde A es el área bajo la curva de medición ($\mu S/cm * s$); EC(t) es la conductividad eléctrica en el tiempo t ($\mu S/cm$); EC_{bg} es la conductividad eléctrica inicial del río ($\mu S/cm$); M es la cantidad de sal que se inyecta (mg); K es el factor de conversión; y Q es la descarga estimada (l/s).

$$A = \int (EC(t) - EC_{bg}(t)) dt \approx \sum (EC(t) - EC_{bg}(t)) \Delta t \quad (4)$$

$$Q = \frac{M}{A/K} \quad (5)$$

Para asegurarse de que la solución salina que se inyecta al río se mezcla correctamente, es necesario considerar una distancia adecuada entre el punto de inyección y el área de medición. Aunque existen varias ecuaciones para calcular esta longitud de mezcla (Kite, 1993; Comina y col., 2013; Comina y col., 2014), es mejor determinarla en campo para cada sitio (Tazioli, 2011). Como regla general, esta longitud debe estar entre 20 y 70 metros, dependiendo de la descarga y las condiciones del flujo en el área de medición (Sappa, Ferranti y Pecchia, 2015). Además, el tramo entre el punto de inyección y el área de medición debe ser recta y sin encharcamientos para que la sal no se separe del flujo principal (Hudson y Fraser, 2002). Debido a que cada corriente de las 9 microcuencas tiene diferentes propiedades fluviomorfológicas, se utilizaron diferentes relaciones de cantidad de sal-descarga para la medición del flujo. La Tabla 1 muestra una guía para la medición de caudales en el ecosistema de páramo con el método de dilución de sal, basado en la relación de CE inicial y máxima (μ_{max}/μ_0) que debe estar entre 2,5 y 3 para una adecuada medición de caudales (Comina y col., 2013).

La longitud determinada para las diferentes corrientes del área de estudio se encuentran entre 13 y 50 m. Salvo en las condiciones de bajo caudal, las longitudes se encontraban en el rango de 20 - 70 m, tal y como sugieren (Sappa, Ferranti y Pecchia, 2015). Aunque los valores mostrados en la Tabla 1 pueden servir de referencia para calibrar caudales en cuencas con condiciones similares, hay que tener en cuenta que la cantidad de sal a diluir y la longitud de mezcla dependen de la velocidad y turbulencia del flujo, de la CE inicial y de las condiciones de pendiente y encharcamiento del agua en el arroyo.

Tabla 1. Relación entre la cantidad de sal, la longitud de mezcla y la descarga para la medición de caudales por el método de dilución salina en la cuenca estudiada.

Cantidad de sal (M)	Longitud de mezcla	Descarga (Q)	M/Q	$\frac{\mu_{max}}{\mu_0}$
gr	m	l/s	$\frac{kg}{m^3}$	-
10	13	2,19	4,56	3,17
10	13	3,17	3,15	2,98
14	13	5,31	2,63	3,26
16	15	8,51	1,88	2,68
35	18	14,34	2,44	2,73
36	15	18,89	1,9	3,27
65	18	42,16	1,54	2,94
85	20	51,17	1,66	2,78
148	20	81,75	1,81	3,1
177	25	138,46	1,27	2,29
360	25	384,22	0,93	2,74
420	30	621,65	0,67	2,6
2500	50	1420	1,76	2,8

μ_{max} : máx. conductividad.

μ_0 : conductividad inicial.

Para el total de ensayos realizados de medición del caudal, la relación media fue de 2,01 kg de sal por m³, con un mínimo de 0,67kg/m³ y un máximo de 4,56kg/m³. Estas relaciones coinciden con Valdes (2007), quién recomendó valores entre 2 a 5 kg/m³. Por otro lado, (Hudson y Fraser, 2002) demostraron que la cantidad de sal no es significativa para la aplicación del método de dilución de sal, y concluyeron que, si se aumenta la cantidad de sal, el área bajo la curva de CE aumentaría proporcionalmente y tendría un impacto mínimo en las estimaciones de descarga. No obstante, sugieren utilizar concentraciones de 2kg/m³.

3.2 Calibración del coeficiente de descarga

Para calcular la curva de descarga de cada vertedero, se determinó el mejor método de calibración para las diferentes condiciones de campo. Para los caudales bajos, se consideró como referencia el método volumétrico por la alta precisión que tiene para estas condiciones. Para los caudales medios y altos, se consideró como referencia el método de dilución salina porque es muy preciso en ríos de montaña (Kite, 1993) y su precisión es superior al 95% en condiciones de mezcla completa (Moore, 2004). Para asegurarse de que los resultados del

presente estudio son significativos y para calcular las diferencias relativas entre los tres métodos descritos, se midió la descarga utilizando todos ellos simultáneamente.

Una vez calculadas las curvas de descarga, se pueden determinar los Coeficientes de Descarga (CD) para cada vertedero. Los CD se calcularon mediante el método de ajuste de mínimos cuadrados (World Bank y Government of the Netherlands funded, 1999), utilizando la relación altura de agua-descarga para cada vertedero y manteniendo constantes los exponentes de las ecuaciones (Ecuaciones 1 a 3). Para obtener la curva de descarga mejor ajustada a los puntos de calibración, se utilizó el Porcentaje de Sesgo Absoluto (PAB) (Ecuación 6) como índice estadístico para evaluar la diferencia entre las observaciones (medición) y la curva de descarga calibrada. Donde X son los datos ajustados; Y son los datos observados; y $\langle X, Y \rangle$ es la mitad de la media de la suma $X + Y$. Los criterios para categorizar los resultados se adoptaron de Tokay, Bashor y McDowell (2010), que se muestran en la Tabla 2.

$$PAB = \frac{(1/n) \sum_{i=1}^n \|X_i - Y_i\|}{\langle X, Y \rangle} \quad (6)$$

Tabla 2. Criterios para el índice de sesgo absoluto porcentual (PAB).

PAB	Ajuste
< 5	Excelente
5 – 10	Muy bueno
10 – 15	Bueno
15 – 20	Razonable
> 20	Bajo

4 Resultados y Discusión

4.1 Comparación entre los métodos de medición de caudales

En condiciones de bajo caudal, el método de dilución salina sobrestima ligeramente los valores en comparación con el método volumétrico (0,14 l/s) (la Figura 3 y la Tabla 3 muestran las diferencias entre los tres métodos de medición para 9 microcuencas). Esta sobreestimación podría deberse al hecho

de que para condiciones de baja descarga la solución salina no se mezcla completamente en la corriente, siendo la principal condición para una medición eficiente, causando así este error. A medida que aumentan los valores de caudal, también aumenta la turbulencia y la diferencia entre los métodos de dilución salina y volumétrico disminuye hasta un punto en el que el método volumétrico arroja valores más altos para condiciones de caudal medio. Esto se debe a que la precisión del método volumétrico disminuye para una mayor descarga, es decir, el envase se llena de agua mucho más rápido y el tiempo de registro es más corto (< 2 segundos), lo que impide medir con precisión y generan errores de medición.

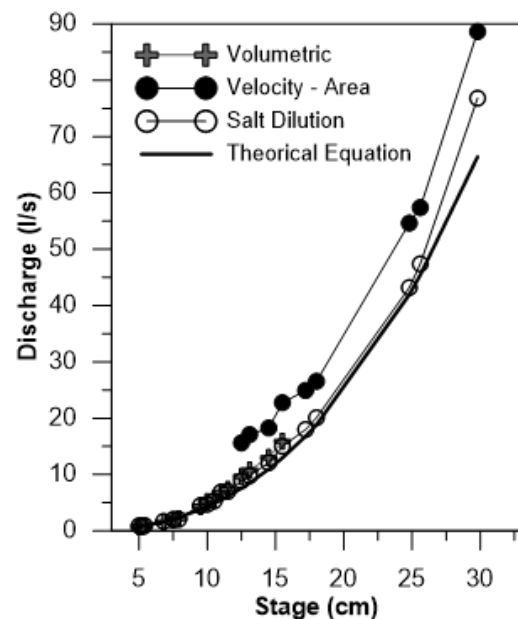


Figura 3. Relación etapa-descarga utilizando los tres métodos de medición, promedio de 9 cuencas.

El método de velocidad-área sobreestima la descarga un 40% en promedio con respecto al método de dilución salina (Figura 3 y Tabla 3). Esto podría deberse al hecho de que los cauces aforados no cumplen las condiciones recomendadas por la Organización Meteorológica Mundial (WMO, 1994), en especial debido a que las líneas de flujo deben ser paralelas a lo largo de la sección del arroyo y que la altura de agua mínima por encima del vertedero debe ser de 15 cm. Estos resultados son similares a los presentados por Gees (1990) y Tazioli (2011); quienes encontraron diferencias de hasta 38% y 50% respectivamente para condiciones de baja y media

descarga. Por otro lado, Sappa, Ferranti y Pecchia (2015) concluyeron que los métodos de dilución salina y de velocidad-área son similares, con pequeñas diferencias entre el 1% y el 8%. Sin embargo,

las diferencias con la presente investigación radican en que en ese estudio se utilizaron canales con flujo laminar para la medición del correntímetro.

Tabla 3. Diferencias entre los tres métodos de medición de caudales.

	Métodos de medición del caudal						
	Altura de agua	Volumétrico		Velocidad-Área		Dilución de sal	
	cm	l/s	Diferencia* (%)	l/s	Diferencia* (%)	l/s	Diferencia* (%)
Baja descarga	5	0,73				0,9	23,28
	5,2	0,8				0,9	12,5
	5,4	0,86				0,95	10,46
	6,8	1,52				1,7	11,84
	7,5	1,96				2	2,04
	7,9	2,16				2,05	-5,09
	9,5	4,34				4,5	3,68
	10	5,2				4,73	-9,03
	10,5	5,62				5,31	-5,51
	Descarga media	11	6,81	-0,88			6,87
11,5		7,37	5,44			6,99	
12,5		9,64	8,43	15,62	75,77	8,89	
13,1		10,8	10,2	17,09	74,45	9,8	
14,5		13	7,43	18,27	51,06	12,1	
15,5		15,9	6	22,76	51,79	15	
17,2				24,93	38,5	18	
18				26,55	32,1	20,1	
24,8				54,64	26,5	43,2	
25,6				57,4	21,1	47,4	
29,8			88,63	15,4	76,81		

*Para las descargas bajas, la diferencia es respecto al método volumétrico. Mientras que para las descargas medias y altas la diferencia es respecto al método de dilución de sal.

A partir de estos resultados, se construyó la curva de descarga para los diferentes vertederos, considerando los datos del método volumétrico para condiciones de baja descarga ($Q < 5,5$ l/s) y del método de dilución salina para condiciones de media ($5,5 \leq Q < 67,5$ l/s) y alta descarga ($Q \geq 67,5$ l/s).

4.2 Calibración de los coeficientes de descarga

La Tabla 4 muestra los coeficientes de descarga calibrados para los 9 vertederos; hubo 5 DCr que no se calibraron porque no había suficientes datos de medición de caudales sobre la descarga alta en es-

tos vertederos. El error de ajuste de los valores de descarga aforados comparado con la curva de descarga calibrada son bajos ($PAB \leq 5\%$ en la Tabla 4). Por otro lado, los DCvn varían entre 1,19 y 1,56 para la sección triangular (DCvn teórico= 1,37), y entre 1,53 y 3,00 para la sección rectangular (DCr teórico= 1,77). Estas diferencias representan un error relativo de hasta el 15% para vertederos con sección en V (DCvn) y de hasta el 41,0% para la sección de vertedero rectangular (DCr) en comparación con los valores teóricos (Tabla 4). Las diferencias entre los coeficientes teóricos y los calibrados se deben a las características específicas de cada río y caudal, como la construcción de la estructura, la pendiente del cauce del río y la sección transversal.

Tabla 4. Coeficientes de descarga calibrados para las ecuaciones de descarga y su efecto en los coeficientes de escorrentía (RC) de cada microcuenca.

Vertedero	Coeficientes de descarga						Inicial mm/mm	RC corregida mm/mm	Error Relativo RC %
	DCvn			DCr					
	Valor	PAB	Error Relativo DCvn	Valor	PAB	Error Relativo DCr			
M1	1,235	3,9	10,90%				0,625	0,564	10,82
M2	1,19	3,8	15,10%				0,648	0,564	14,89
M3	1,557	1,95	-12,00%				0,564	0,64	-11,88
M4	1,45	5,18	-5,50%	2,39	5,4	-25,90%	0,623	0,666	-6,46
M5	1,56	3	-12,20%				0,56	0,63	-11,11
M6	1,521	8	-9,90%				0,446	0,491	-9,16
M7	1,3	6,9	5,40%	1,825	2,8	-3,00%	0,873	0,855	2,11
M8	1,417	4,7	-3,30%	3	4,3	-41,00%	0,731	0,776	-5,8
M9				1,533	5,2	15,50%	0,782	0,677	15,51

DCvn = Coeficiente de descarga para la sección triangular (Muesca en V). DCr = Coeficiente de descarga para la sección rectangular. RC = Coeficiente de escorrentía.

Con las curvas de descarga calibradas se obtuvo un hidrograma más preciso. Esto permite determinar el error en el rendimiento hídrico de cada microcuenca cuando se utilizan las ecuaciones teóricas con los coeficientes no calibrados. El coeficiente de escorrentía ($CR = \text{precipitación de entrada} / \text{escorrentía de salida}$) representa el rendimiento hídrico de una cuenca. El error relativo en el CR se sitúa entre el 2,11% y el 15,51% con un sesgo tanto negativo como positivo encontrado entre este grupo de vertederos, 6,56% en promedio para todas las microcuencas (Tabla 4). Como se observa, cuando los vertederos no están calibrados, el cálculo del balance hídrico de las microcuencas se ve afectado.

Se realizó un análisis de sensibilidad de los coeficientes de descarga en el hidrograma. En primer lugar, se determinó la descarga anual acumulada cambiando sólo el DCvn ajustado en la Ecuación 3; luego, se hizo la misma estimación utilizando sólo el DCr calibrado (DCvn= coeficiente teórico). Según estos análisis, para un año hidrológico, la DCvn afecta 4 veces más las descargas bajas y medias que la DCr a las altas. La estimación del caudal es más sensible a DCvn porque en la mayor parte del tiempo (95% del total de registros) el caudal es inferior a 65,5 l/s ($h < 30$ cm en este estudio); es decir, el caudal pasa sólo por la sección triangular de los vertederos. Además, la ecuación teórica para la sección triangular sólo es válida para un caudal superior a 1,41 l/s ($h = 6,4$ cm) (United States Bureau of Reclamation, 2001), que es mayor a los caudales bajos

observados para la zona de estudio (0,70 l/s; $h = 5$ cm), especialmente en condiciones secas.

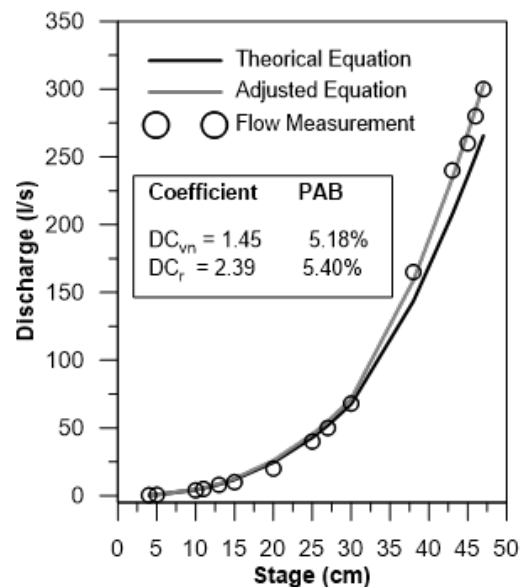


Figura 4. Calibración de la curva de descarga para el vertedero compuesto M4.

5 Conclusiones

Este estudio se centró en determinar los coeficientes de descarga de los vertederos instalados en campo y su importancia para el cálculo del caudal. Con respecto a los diferentes métodos de medición de caudales, se puede concluir que el método

de velocidad-área no es aplicable en todas las condiciones debido a las numerosas suposiciones que plantea y que no suelen cumplirse para los ríos de montaña, lo que provocó una sobreestimación de la descarga del 40% en promedio. El método de dilución salina es el mejor para las condiciones de descarga media y alta, pero para la descarga baja, subestima un 10% en comparación con el método volumétrico, que es más preciso para estas condiciones. El uso de este método es especialmente conveniente porque es de bajo coste, fácil de aplicar, tiene un bajo impacto y una alta precisión.

Por otra parte, aunque la geometría era la misma para los vertederos compuestos, los coeficientes calibrados variaban entre 1,190 y 1,557 para DC_vn y entre 1,53 y 3,00 para DC_r, debido a las diferentes características específicas del lugar. Cuando se utilizan los coeficientes de descarga teóricos, el error en el rendimiento hídrico de las microcuencas varía entre el 2,11% y el 15,51% para los diferentes vertederos en un año hidrológico. Estos errores afectan directamente al cierre del balance hidrológico de las microcuencas. Por lo tanto, concluimos que cada vertedero necesita tener una calibración *in situ* del coeficiente de descarga como requisito para obtener estimaciones confiables de caudal.

La metodología y los resultados del presente estudio serán útiles para diferentes proyectos de monitoreo del agua en los ecosistemas andinos. Los valores de descarga se pueden evaluar y corregir para minimizar el error en los estudios hidrológicos y proyectos de desarrollo de recursos hídricos.

Agradecimientos

Este estudio se llevó a cabo en el marco del proyecto "Una red de investigación para la resiliencia de los sistemas hídricos y la disponibilidad de agua en las comunidades aguas abajo en América", y fue financiado por el Vicerrectorado de Investigación de la Universidad de Cuenca.

Referencias

Bergmann, J. (1963). *Compound Weir Study*. US Department of the Interior, Bureau of Reclamation, Office of Chief Engineer.

- Birgand, F., G. Lellouche y T. Appelboom (2013). «Measuring flow in non-ideal conditions for short-term projects: Uncertainties associated with the use of stage-discharge rating curves». En: *Journal of hydrology* 503, 186-195. Online: <https://bit.ly/3QoJZls>.
- Bonnesoeur, V., B. Locatelli y B. Ochoa-Tocachi (2018). *Impactos de la forestación en el agua y los suelos de los Andes: ¿Qué sabemos? Resumen de políticas*. Proyecto Infraestructura Natural para la Seguridad Hídrica. Proyecto "Infraestructura Natural para la Seguridad Hídrica" (INSH). Forest Trends, Lima, Perú, (8), pp. 72-86. doi: 10.17230/ricercare.2017.8.4.
- Bonnesoeur, V. y col. (2019). «Impacts of forests and forestation on hydrological services in the Andes: A systematic review». En: *Forest Ecology and Management* 433, 569-584. Online: <https://bit.ly/3mT8ERZ>.
- Bronge, C. y A. Openshaw (1996). «New instrument for measuring water discharge by the salt dilution method». En: *Hydrological processes* 10.3, 463-470. Online: <https://bit.ly/3xSFngx>.
- Buytaert W. and Céleri, R., B. De Bièvre y V. Iniguez (2007). «The impact of pine plantations on water yield: a case study from the Ecuadorian Andes». En: *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports* 317, 225-228. Online: <https://bit.ly/3QoNAzY>.
- Buytaert, W. y col. (2005). «The effect of land-use changes on the hydrological behaviour of Histic Andosols in south Ecuador». En: *Hydrological Processes: An International Journal* 19.20, 3985-3997. Online: <https://bit.ly/39qHqPq>.
- Buytaert, W. y col. (2006). «Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes». En: *Journal of hydrology* 329.3-4, 413-421. Online: <https://bit.ly/3xvvaF8>.
- CONDESAN (2012). «Challenges and Opportunities for Sustainable Mountain Development in the Andes». En: *Biodiversidad, Cuencas andinas, y Modos de vida sostenibles*. International Expert Consultation on Mountains y Climate Change. Online: <https://bit.ly/3Oha9oD>.
- Carrillo-Rojas, G. y col. (2019). «The breathing of the Andean highlands: Net ecosystem exchange and evapotranspiration over the páramo of southern Ecuador». En: *Agricultural and Forest Meteorology* 265, 30-47. Online: <https://bit.ly/3mLZdn5>.

- Céleri, R., B. De Bièvre y B. Ochoa (2012). *Guía metodológica para el monitoreo hidrológico de ecosistemas Andinos*. Iniciativa MHEA. Online: <https://bit.ly/3Okcv61>.
- Céleri, R. y col. (2010). «Understanding the hydrology of tropical Andean ecosystems through an Andean Network of Basins». En: *IAHSAISH Publication* 336, 209-212. Online: <https://n9.cl/xfjw3y>.
- Comina, C. y col. (2013). «Discharge measurement with salt dilution method in irrigation canals: direct sampling and geophysical controls». En: *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 10.8, 10035-10060. Online: <https://bit.ly/3tA4fXE>.
- (2014). «Geophysical methods to support correct water sampling locations for salt dilution gauging». En: *Hydrology and Earth System Sciences* 18.8, 3195-3203. Online: <https://bit.ly/3xvwCHN>.
- Correa, A. y col. (2017). «Temporal dynamics in dominant runoff sources and flow paths in the Andean Páramo». En: *Water Resources Research* 53.7, 5998-6017. Online: <https://bit.ly/3MPWl3m>.
- Correa, A. y col. (2019). «Spatially distributed hydro-chemical data with temporally high-resolution is needed to adequately assess the hydrological functioning of headwater catchments». En: *Science of the Total Environment* 651, 1613-1626. Online: <https://bit.ly/3xNpBIV>.
- Coxon, G. y col. (2015). «A novel framework for discharge uncertainty quantification applied to 500 UK gauging stations». En: *Water resources research* 51.7, 5531-5546. Online: <https://bit.ly/3O64n9g>.
- Crespo, P. y col. (2010). «Land use change impacts on the hydrology of wet Andean páramo ecosystems». En: *Status and perspectives of hydrology in small basins* 336, 71-76. Online: <https://n9.cl/j6otk>.
- Crespo, P. y col. (2012). «Development of a conceptual model of the hydrologic response of tropical Andean micro-catchments in Southern Ecuador». En: *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 9.2, 2475-2510. Online: <https://bit.ly/3xqrnJn>.
- De Bièvre, B. y col. (2003). «Night irrigation reduction for water saving in medium-sized systems». En: *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 129.2, 108-116. Online: <https://bit.ly/3xnOFj0>.
- Frederick, A. y E. Cobb (1985). *Measurement of discharge using tracers*. Department of the Interior, US Geological Survey Washington.
- Gees, A. (1990). «Flow measurement under difficult measuring conditions: Field experience with the salt dilution method». En: *Hydrology in Mountainous Regions I. Hydrological Measurements; The Water Cycle*, edited by: Lang, H. and Musy, A., IAHS Publ 193, 255-262. Online: <https://bit.ly/3b8BIIP>.
- Gualpa, M. y R. Céleri (2013). «Efecto de la estimación de la presión atmosférica sobre el cálculo de niveles de agua y caudales». En: *Aqua-LAC* 5.2, 56-68. Online: <https://bit.ly/3OiuSbv>.
- Hamel, P. y col. (2018). «Watershed services in the humid tropics: Opportunities from recent advances in ecohydrology». En: *Ecohydrology* 11.3, e1921. Online: <https://bit.ly/3O1vF0X>.
- Hofstede, R., P. Segarra y P. Mena (2003). *Los páramos del mundo: Proyecto Atlas Mundial de los Páramos*. Global Peatland Initiative/NCIUCN/EcoCiencia.
- Hudson, R. y J. Fraser (2002). *Alternative methods of flow rating in small coastal streams*. Landscape Ecology.
- Hydromatch (2014). *Flow estimation for streams and small rivers*.
- Kindsvater, C. y R. Carter (1959). «Discharge characteristics of rectangular thin-plate weirs». En: *Transactions of the American Society of Civil Engineers* 124.1, 772-801. Online: <https://bit.ly/3tFXofs>.
- Kite, G. (1993). «Computerized streamflow measurement using slug injection». En: *Hydrological processes* 7.2, 227-233. Online: <https://bit.ly/3ncCMrH>.
- Lazo, P. y col. (2019). «The role of vegetation, soils, and precipitation on water storage and hydrological services in Andean Páramo catchments». En: *Journal of Hydrology* 572, 805-819. Online: <https://bit.ly/3OfAQto>.
- Marín, F. y col. (2018). «Changes in soil hydrophysical properties and SOM due to pine afforestation and grazing in Andean environments cannot be generalized». En: *Forests* 10.1, 17. Online: <https://bit.ly/39yJg5x>.
- Moore, R. (2004). «Introduction to salt dilution gauging for streamflow measurement part 2: Constant-rate injection». En: *Streamline Watershed Management Bulletin* 8.1, 11-15. Online: <https://bit.ly/3O0X4A4>.

- Mosquera, G., C. Segura y P. Crespo (2018). «Flow partitioning modelling using high-resolution isotopic and electrical conductivity data». En: *Water* 10.7, 904. Online: <https://bit.ly/3b7xZF1>.
- Mosquera, G. y col. (2015). «Runoff from tropical alpine grasslands increases with areal extent of wetlands». En: *Catena* 125, 120-128. Online: <https://bit.ly/3xxUHO7>.
- Ochoa-Sánchez, A. y col. (2019). «Actual evapotranspiration in the high Andean grasslands: A comparison of measurement and estimation methods». En: *Frontiers in Earth Science* 7, 55. Online: <https://bit.ly/3Hvmvr0>.
- Ochoa-Tocachi, B., W. Buytaert y B. De Bièvre (2016). «Regionalization of land-use impacts on streamflow using a network of paired catchments». En: *Water Resources Research* 52.9, 6710-6729. Online: <https://bit.ly/3mVEj58>.
- Ochoa-Tocachi, B. y col. (2016). «Impacts of land use on the hydrological response of tropical Andean catchments». En: *Hydrological Processes* 30.22, 4074-4089. Online: <https://bit.ly/2F56ycf>.
- Ochoa-Tocachi, B. y col. (2018). «High-resolution hydrometeorological data from a network of headwater catchments in the tropical Andes». En: *Scientific data* 5.1, 1-16. Online: <https://go.nature.com/3tFXBPI>.
- Padrón R. and Wilcox, B., P. Crespo y R. Céleri (2015). «Rainfall in the Andean Páramo: new insights from high-resolution monitoring in Southern Ecuador». En: *Journal of Hydrometeorology* 16.3, 985-996. Online: <https://bit.ly/3xWKThW>.
- Rantz, S. (1982). *Measurement and computation of streamflow*. US Department of the Interior, Geological Survey.
- Roa-García, M. y col. (2011). «The role of land use and soils in regulating water flow in small headwater catchments of the Andes». En: *Water resources research* 47. Online: <https://bit.ly/3b5pPga.5>.
- Sappa, G., F. Ferranti y G. Pecchia (2015). «Validation Of Salt Dilution Method For Discharge Measurements In The Upper Valley Of Aniene River (Central Italy)». En: *13th International Conference on Environment, Ecosystem and Development (EED'15)*.
- Tazioli, A. (2011). «Experimental methods for river discharge measurements: comparison among tracers and current meter». En: *Hydrological Sciences Journal* 56.7, 1314-1324. Online: <https://bit.ly/3Qmni1D>.
- Tobón, C. (2008). *Los bosques andinos y el agua*. Investigación y Sistematización 04. Programa Regional para la gestión social de Ecosistemas Forestales Andinos ECOBONA. Online: <https://bit.ly/3HuBDox>.
- Tokay, A., P. Bashor y V. McDowell (2010). «Comparison of rain gauge measurements in the mid-Atlantic region». En: *Journal of Hydrometeorology* 11.2, 553-565. Online: <https://bit.ly/3mUjBCF>.
- United States Bureau of Reclamation (2001). *Water Measurement Manual*. 3rd Edition. Water Resources Research Laboratory, US Department of the Interior.
- Valdes, J. (2007). «Métodos de aforo para la estimación de la recarga de Acuíferos». Tesis de maestría. Universidad de Chile.
- WMO (1994). *Guide to hydrological practices*. Nro. 168. World Meteorological Organization.
- Westerberg, I. y col. (2011). «Stage-discharge uncertainty derived with a non-stationary rating curve in the Choluteca River, Honduras». En: *Hydrological Processes* 25.4, 603-613. Online: <https://bit.ly/3NYPLc7>.
- World Bank y Government of the Netherlands funded (1999). *How to establish stage discharge rating curve*. World Bank y Government of the Netherlands funded.