

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXVII CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

**ANÁLISIS COMPARATIVO DE MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE TIEMPO DE
RETARDO EN LA CUENCA DEL RÍO TRANCURA ANTES DE LLAFENCO**

KATHERINE TORRES R.¹
CRISTOPHER LINCOVILU C.²

RESUMEN

El presente informe tiene como objetivo comparar tres metodologías para la estimación del tiempo de retardo (*LT*) en la cuenca del río Trancura: mediante el análisis de hidrogramas observados, un modelo conceptual de distribución de caudal que incluye una fórmula regionalizada propuesta por Michailidi et al. (2018) y fórmulas empíricas tradicionales. El análisis se fundamenta en un conjunto de eventos de precipitación significativos entre los años 2002 y 2023, derivados de la aplicación de un método de separación de hidrogramas (Mei & Anagnostou, 2015) que se basa en el análisis de registros de precipitación y escorrentía, donde para la precipitación se utilizó el producto de reanálisis de datos ERA5. Para los caudales se obtienen registros de la estación fluviométrica correspondiente a la Cuenca del Río Trancura antes de Río Llafenco (BNA: 9414001). El hallazgo principal del estudio es que las fórmulas empíricas tradicionales, al generar un valor único y constante para el tiempo de retardo, son insuficientes para capturar la dinámica de la respuesta hidrológica de la cuenca, la cual varía intrínsecamente con las características de cada tormenta. En consecuencia, se recomienda el uso de métodos que, como la fórmula de Michailidi, consideren la variabilidad de la respuesta hidrológica en función de la intensidad del evento, permitiendo así una caracterización más precisa y segura para el diseño.

¹ Estudiante, Departamento de Obras Civiles, Universidad de la Frontera - email: k.torres06@ufromail.cl

² Estudiante, Departamento de Obras Civiles, Universidad de la Frontera - email: c.lincovilu01@ufromail.cl

1. INTRODUCCIÓN

Algunos de los factores desencadenantes de inundaciones fluviales pueden estar relacionados (entre otros procesos) con eventos de precipitaciones prolongadas, lluvias intensas de corta duración, fusión de nieve y hielo (Rojas *et al.*, 2014). El hidrograma asociado a una tormenta nos muestra la respuesta de la cuenca frente a un evento de precipitación, esta respuesta se refleja en el aumento del caudal transportado como una acentuación de la curva de caudal hasta alcanzar un máximo. Conocer la rapidez con que llega este valor máximo consecuente de un evento de precipitación resulta particularmente útil en la aplicación de modelos hidrológicos, evaluación de riesgos y planificación de alertas tempranas. De esta forma, se busca trabajar en una gestión hídrica precisa, que es fundamental para el desarrollo sostenible en los Andes extratropicales de Chile, una región donde los recursos hídricos son un pilar para la agricultura, la generación de energía y el consumo humano. La cuenca del río Trancura, objeto de este estudio, se sitúa dentro de esta bien estudiada franja latitudinal (entre los 29° y 37°S) y se caracteriza por un clima de tipo mediterráneo, con veranos secos y cálidos e inviernos fríos y húmedos que concentran la mayor parte de las precipitaciones anuales.

En hidrología, la caracterización de la respuesta de una cuenca a un evento de lluvia se articula en torno a varios "tiempos característicos". Comprender sus definiciones y limitaciones es crucial para una correcta aplicación. Esta comprensión teórica es fundamental para contextualizar la discusión sobre los tiempos característicos de una cuenca.

El Tiempo de Concentración (T_c) se define clásicamente como el tiempo que tarda una partícula de agua en viajar desde el punto hidráulicamente más lejano de la cuenca hasta su punto de salida (Shaw *et al.*, 2010; Michailidi *et al.*, 2018).

El Tiempo de Retardo (LT) se define como el desfase temporal entre el centroide de la lluvia efectiva y el caudal punta del hidrograma de escorrentía directa resultante. Es una medida práctica del tiempo de respuesta promedio de la cuenca. En la práctica de la ingeniería hidrológica, es común aproximar el tiempo de retardo como un 60% del tiempo de concentración. Esta relación se deriva de modelos conceptuales, como el hidrograma unitario triangular (Beven, 2020), y ha sido validada en cuencas con características similares a las del Trancura (montañosas, clima mediterráneo, alta cobertura vegetal), como en el estudio de Cuevas *et al.* (2019) donde analizó 100 eventos de precipitación para cuencas del sur de Chile.

Finalmente, el concepto de tiempo de concentración (T_c) es, en sí mismo, problemático. Grimaldi (2012) y Michailidi (2018) lo describen como "ambiguo" y "paradójico", destacando que la aplicación de diferentes métodos empíricos a una misma cuenca puede producir estimaciones que varían hasta en un 500%. Esta enorme discrepancia subraya la debilidad inherente de las fórmulas que entregan un valor único y constante, ignorando la naturaleza dinámica y no lineal de los procesos de escorrentía. Esta paradoja establece la premisa fundamental de este informe: la búsqueda de un único valor de T_c es inherentemente errónea, y la verdadera tarea hidrológica es caracterizar su variabilidad. El propósito final es demostrar las limitaciones críticas de las fórmulas empíricas estáticas y promover la adopción de enfoques dinámicos que reflejen de manera más fiel la física del proceso de escorrentía, reconociendo que la respuesta de una cuenca depende fundamentalmente de la magnitud e intensidad de la tormenta.

2. METODOLOGÍA

2.1. Descripción área de estudio

La subcuenca definida aguas arriba de la estación fluviométrica Río Trancura antes Río Llafenco está ubicada a pocos kilómetros al este de la ciudad de Villarrica, al sur de la IX Región. Con un área de aproximadamente 1400 km^2 . La cuenca se caracteriza por su ubicación a los pies de la Cordillera de los Andes. Territorialmente, la cuenca del Río Trancura abarca completamente a la comuna de Curarrehue, la cual cuenta con una población de 7489 (Censo de Población y Vivienda, s. f.), con un 30% de la población ubicada en el centro urbano de la comuna (Curarrehue), y un 70% de habitantes en sectores rurales (Río Trancura antes de Llafenco, s. f.). Los principales usos de suelo en la subcuenca corresponden principalmente a bosques nativos, con presencia de cobertura de roca/nieve en las zonas más altas, y pastizales en las llanuras de inundación, con lo que la intervención antrópica puede ser considerada como mínima (Río Trancura antes de Llafenco, s. f.). Por otro lado, la subcuenca presenta un régimen pluvio-nival, lo que se refleja en el aumento de los caudales durante los períodos de primavera y verano, producto del deshielo. En la Figura 1 se observan las elevaciones, estaciones fluviométricas, red de drenaje, entre otras características de la zona.

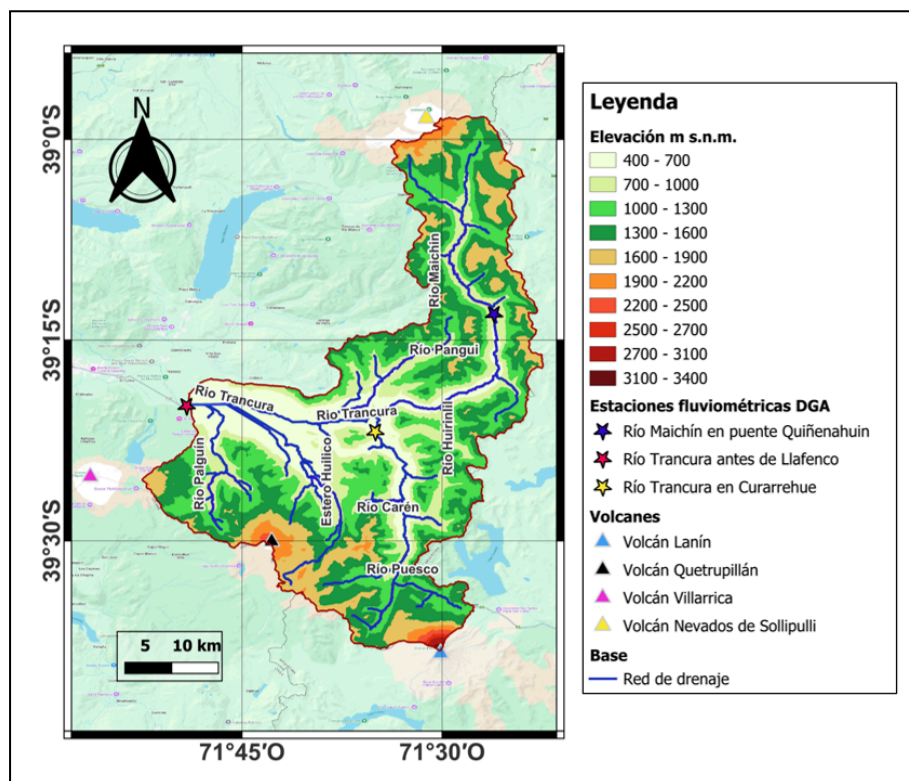


Figura 1: Zona de estudio.

2.2. Recopilación de datos

Para realizar la delimitación de la cuenca, para su posterior división en subcuencas y obtención de los parámetros del recorrido más largo del cauce para cada una, se emplean las imágenes satelitales descargadas en formato ráster desde la fuente de datos *ALOS PALSAR* desde la plataforma de Alaska Satellite Facility (ASF): Earthdata, la cual posee una resolución espacial de 12,5 metros.

Los eventos de caudal estudiados corresponden a un conjunto de hidrogramas de crecidas, a los que se les asignaron los eventos de precipitación correspondientes mediante el método de separación del hidrograma que proponen Mei y Anagnostou (2015). Se emplearon registros de caudal provenientes de la estación fluviométrica Río Trancura antes de Río Llafenco (BNA: 9414001). Mientras que los datos de precipitación se obtienen de productos de estimaciones horarias procedentes del reanálisis atmosférico de ERA5 (Hersbach *et al.*, 2020). De esta manera, se abarca el periodo temporal 2002-2023 con eventos seleccionados. Con esto, fue posible obtener, entre otros resultados que fueron utilizados como datos en este estudio (volumen del evento de caudal y duración del mismo), las fechas en que se ubican los centros de masa de los eventos de precipitación y fechas de ocurrencia de los valores picos de los eventos de caudal a los que están asociados. Restando estas fechas se obtiene el tiempo de retardo para cada evento.

Al implementar el métodos de Michailidi (2018) se recopilaron datos de cobertura de suelo de IDE MINAGRI (CONAF, 2017) y valores de coeficiente de rugosidad asociados contenidos en el libro *Hydrology in Practice* (Show *et al.*, 2011).

2.3. Obtención de parámetros con el software QGIS (versión 3.44)

La delimitación de la subcuenca se realizó a partir de Modelos de Elevación Digital (DEM), correspondientes al área aportante de la estación fluviométrica Río Trancura antes de Río Llafenco. Las imágenes satelitales utilizadas fueron descargadas en formato ráster (descritas en el punto anterior).

Una vez delimitada la cuenca, el DEM fue procesado para ser compatible con la herramienta *PCRaster* (versión 0.4) a través del software *QGIS* (versión 3.44), con el objetivo de generar subcuencas según el orden de Strahler e identificar áreas aportantes. La herramienta *PCRaster* permite transformar el DEM original en un formato ráster especializado que facilita el análisis espacial y la modelación hidrológica, permitiendo derivar mapas de dirección de flujo, redes de drenaje y otros atributos esenciales para el análisis posterior.

Las variables consideradas para este cálculo serán el largo del tramo principal (en metros), el ancho promedio del cauce (en metros), la pendiente (en metros) y el área de cada subcuenca (en metros cuadrados). Los que se obtuvieron mediante el complemento *Profile tool* y la calculadora de campos del programa. Estos valores resultantes pueden ser revisados en el Anexo B, Tabla B.1.

2.4. Implementación del método basado en velocidad propuesto por Michailidi (2018)

Para el método físico se requiere realizar la delineación del camino más largo o hidráulicamente más distante al punto de salida de la cuenca, para luego ser dividido en tramos identificando el nodo inicial de cada uno. Para este caso en particular, el recorrido más largo del cauce se dividió en siete tramos en base al orden de Strahler (lo que implica 8 nodos).

A cada tramo se les debe asignar un caudal inicial dependiente del área aportante acumulada a medida que el flujo se recorre aguas abajo. Este caudal es estimado mediante la siguiente ecuación:

$$Q_i = P_e \cdot \left(\frac{\sum_{j=0}^{i-1} A_j}{\sum_{j=0}^{i-1} t_j} \right) \quad (1)$$

donde Q_i (m^3/s) es el caudal de entrada del nodo i . Bajo el supuesto de que la escorrentía directa es igual a la precipitación efectiva, P_e (m) asume el valor del volumen del evento de crecida de caudal dentro del conjunto de eventos analizados, con ($i = 1, \dots, N-1$). A_j (m^2) es el área total de la subcuenca asociada al nodo j , y t_j (s) el tiempo transcurrido en los tramos ya recorridos en las iteraciones anteriores.

Para el primer nodo (0) este tiempo t_j corresponde al del flujo superficial y se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$t_0 = \frac{L0}{k\sqrt{S0}} \quad (2)$$

donde $L0$ corresponde a la distancia desde el comienzo del canal hasta la divisoria de aguas de la cuenca (1351.13 m), k es el coeficiente de rugosidad para una superficie de suelo cubierta por bosque nativo en este caso (60 m/s) y $S0$ es la pendiente del flujo superficial (0.0984 m/m).

En el caso de los siguientes nodos, luego de obtener el caudal aportante, es necesario obtener la profundidad “ y ” de escurrimiento asumiendo un canal rectangular mediante la ecuación de Manning (3) y de esta manera obtener la velocidad del canal v , con ello, el tiempo de concentración (Tc) asociado al tramo que comienza con cada nodo j .

El resumen de los datos de cada tramo utilizado se encuentra en el Anexo B, Tabla B1.

$$Q_i = \frac{1}{n_i} \cdot \frac{J_i^{1/2} b_i^{5/3} y_i^{5/3}}{(b_i + 2y_i)^{2/3}} \quad (3)$$

donde:

n : es el coeficiente de rugosidad de Manning, el cual se obtiene a través de la ecuación (4) utilizando el parámetro de Strickler, definido por la siguiente ecuación:

$$n = \frac{ds_{84}^{1/6}}{26.4} \quad (4)$$

El diámetro del sedimento ds_{84} se obtuvo a partir de un análisis granulométrico realizado en la región de La Araucanía. Los resultados corresponden a los datos presentados por Alejandro Antonio Ruz Núñez en su tesis, la cual se encuentra reflejada en el Anexo A, Figura A.1.

J_i : en el método se asume como la pendiente del tramo.

b_i : distancia promedio de la sección transversal del cauce en cada tramo.

y_i : profundidad de escurrimiento en cada tramo.

Luego, se calcula la velocidad V mediante la ecuación propuesta en el método:

$$V = \frac{1}{n} \cdot R^{\frac{2}{3}} \cdot \sqrt{J} \quad (5)$$

donde:

$R(y)$: es el radio hidráulico, dado por:

$$R(y) = \frac{b_i \cdot y_i}{(b_i + 2y_i)} \quad (6)$$

y posteriormente el tiempo de tránsito por tramo se obtiene como:

$$t = \frac{L}{V} \quad (7)$$

donde L es la longitud del tramo. El tiempo total de viaje en cada evento se calcula como la suma de los tiempos de tránsito en todos los tramos de la cuenca.

$$T_c = \sum_{i=0}^N t_i \quad (8)$$

En el método también se propone que el tiempo de concentración se comporta en forma de una función exponencial negativa asociada al aumento de la intensidad del escurrimiento. Como resultado se obtiene una regionalización de los parámetros de regresión que definen este comportamiento. Esto se resume en las siguientes 3 ecuaciones que también fueron evaluadas:

$$t_c = t_0 \cdot i_e^{-\beta} \quad (9)$$

$$t_0 = 9.00 \cdot n \cdot A^{0.028} \cdot L^{0.216} \cdot b^{0.081} \cdot J^{-0.5} \quad (10)$$

$$\beta = 0.4 - 0.8 \cdot A^{0.186} \cdot L^{-0.5} \cdot b^{-0.356} \quad (11)$$

donde, A es el área total de la cuenca (km^2), L es la longitud del mayor recorrido del cauce (km), b es el ancho promedio a lo largo del cauce principal (m), J es la pendiente promedio del cauce principal (m/m) y n es el coeficiente de rugosidad de Manning promedio.

Finalmente, para representar el tiempo de retardo (LT), se aplica un factor de ajuste del 60% al tiempo de concentración total calculado, en concordancia con lo planteado por Michailidi *et al.* (2018) y verificado por Cuevas *et al.* (2019).

$$T_{lag} = 0.6 \cdot T_c \quad (12)$$

2.5. Procesamiento de datos resultantes del método de separación del hidrograma

Para analizar el comportamiento estacional del tiempo de retardo (LT) en base a los resultados de la separación y asignación de eventos de precipitación y caudal de la cuenca en estudio, se desarrolló un procedimiento mediante el software R. Posteriormente, se filtraron los eventos con valores de T_c negativos atribuidos al proceso de separación de hidrogramas, para evitar sesgos o registros espurios.

2.6. Cálculo mediante fórmulas empíricas tradicionales

Las ecuaciones empíricas empleadas para el cálculo de tiempo de concentración se encuentran en la Tabla 1. A cuyos resultados se le aplica un factor de 0,6 para obtener el tiempo de retardo y así haya consistencia con los tiempos calculados con los otros métodos antes descritos. Se consideran las conversiones pertinentes para obtener T_c y LT en magnitud de horas.

Tabla 1: Fórmulas tiempo de concentración.

Método	Ecuación	Unidad	Parámetros
Giandotti (1940)	$T_c = (4 \cdot A^{0.5} + 1.5 \cdot L) / (0.8 \cdot H^{0.5})$	horas (h)	A [km^2], L [km], H [m] (Desnivel medio)
Kirpich (1940)	$T_c = 3.98 \cdot ((L / \sqrt{S})^{0.77})$	horas (h)	L [km], S [m/m] (Pendiente media)
CDH (1960)	$T_c = 0.95 \cdot ((L^3 / H)^{0.385})$	horas (h)	L [km], H [m] (Desnivel máximo)
Bransby Williams (1922)	$T_{c_min} = 14.6 \cdot L / (A^{0.1} \cdot S^{0.2})$	minutos (min)	L [km], A [km^2], S [m/m] (Pendiente media)

Témez (1978)	$T_c = 0.3 * L^{0.76} / S^{0.19}$	horas (h)	L [km], S [m/m] (Pendiente media)
--------------	-----------------------------------	-----------	-----------------------------------

Posteriormente, se integraron los resultados provenientes de los distintos procedimientos empleados dentro de un único gráfico en escala logarítmica de intensidad del evento de escorrentía (mm/h) vs el tiempo de retardo (h). Esta etapa permite evaluar diferencias en magnitud y comportamientos del valor que adopta T_c según la metodología de obtención.

3. RESULTADOS Y ANÁLISIS

A partir de los procedimientos descritos previamente, se generaron representaciones gráficas visibles en la Figura 2 para evaluar el comportamiento de LT en la Cuenca del Río Trancura antes de Llafenco. En la Tabla 2, se observa el valor numérico producto de evaluar las fórmulas empíricas en horas.

Tabla 2: Valores obtenidos de evaluar las fórmulas empíricas con parámetros de la cuenca de estudio.

Fórmula	LT Horas
Giandotti (1940)	5.973596
Kirpich (1940)	85.645503
California Div. Highways (1960)	3.989960
Bransby Williams (1922)	4.748678
Témez (1978)	4.657158

La aplicación de las fórmulas empíricas estáticas (Giandotti, Kirpich, CDH, Bransby Williams, Témez) a la cuenca del Río Trancura corrobora la inconsistencia en la estimación del parámetro temporal tr . Las estimaciones del tiempo de retardo obtenidas varían ampliamente, desde 4.66 horas hasta 85.65 horas. Esta disparidad es crítica, pues tratar T_c como un parámetro constante implica ignorar la variabilidad del proceso de escorrentía.

Para cuencas del sur de Chile (suelos volcánicos, bosques) estudiadas por Cuevas *et al.* (2019), el tiempo de retardo medio observado fue de 20 horas. A partir de la Figura 2 se observa que el tiempo de retardo estimado para eventos extremos máximos es sobreestimado con respecto al LT observado. Esto implica un riesgo, lo que conlleva a una subestimación de los flujos de inundación, especialmente en eventos extremos que incrementan significativamente las velocidades del flujo.

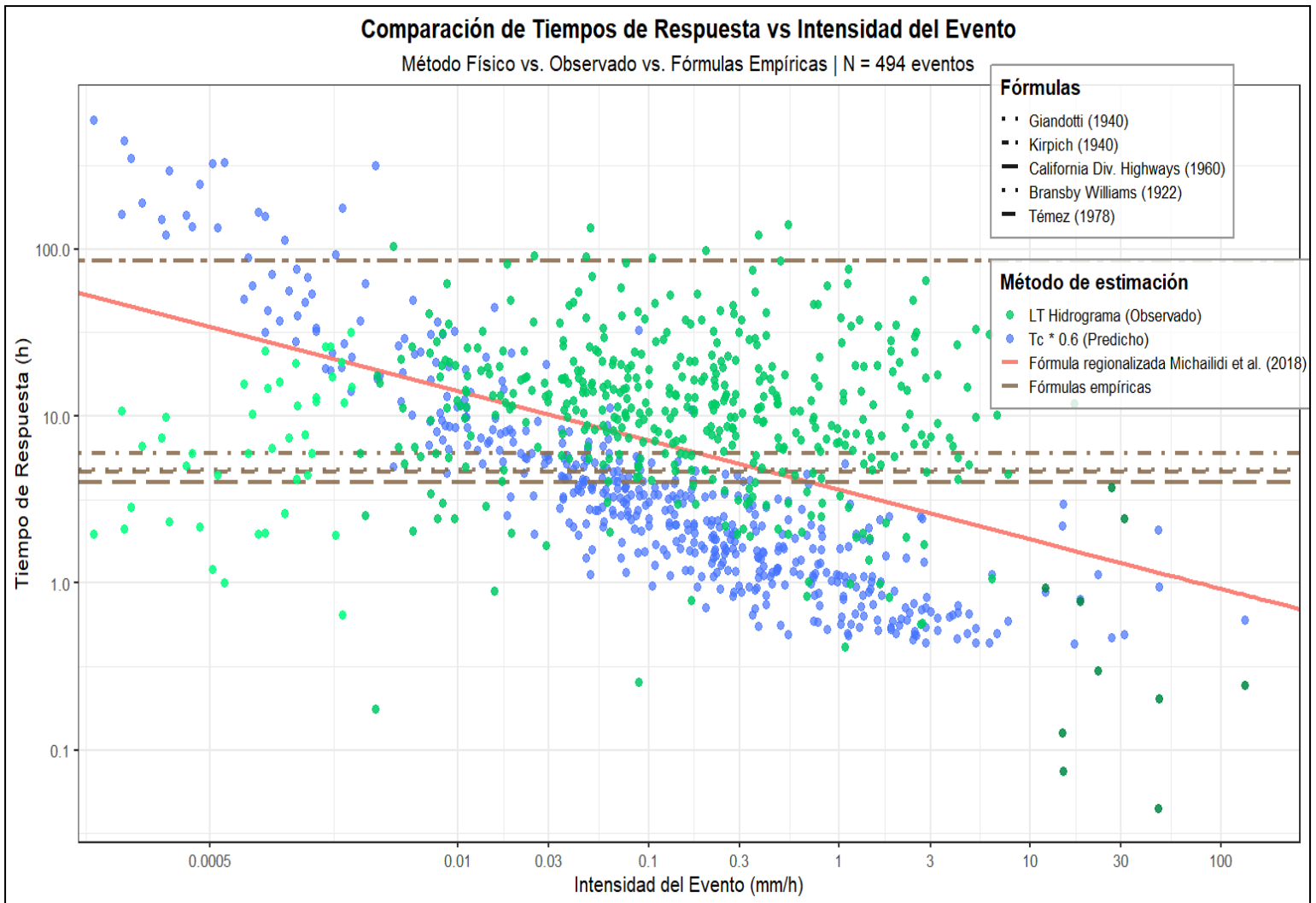


Figura 2: Comparación del comportamiento del tiempo de retardo LT medido en horas dependiendo de la variación de intensidad del escurrimiento.

El método que mostró un mejor acuerdo con los observados es aquel que incorpora variables relacionadas con el proceso físico de flujo, como la intensidad de la precipitación o la velocidad de la corriente. Por ejemplo, en estudios comparativos, el método de Izzard (1946) modificado y el método de Velocidad (NRCS, 1986) fueron los que mejor se ajustaron a los datos observados en cuencas con ecosistemas similares (Cuevas *et al.*, 2019). El método conceptual/físico propuesto por Michailidi *et al.* (2018) sigue esta lógica modelando la dependencia de la velocidad con el caudal generado, significativo en la transformación de lluvia en escorrentía.

Además, la caracterización de los regímenes hidrológicos altoandinos entre los 29° y 37°S evidencia un periodo de desfase entre el máximo de precipitación sólida y el máximo del caudal. Este desfase temporal varía espacialmente a lo largo de los Andes, con algunas subcuencas

mostrando desfases de 60, 120 o 160 días (Hernandez-Duarte et al., 2023), lo que refleja la complejidad y diversidad de los mecanismos que controlan la liberación de agua, lo que podría explicar las subestimaciones de LT para los eventos más frecuentes que se encuentran en el bloque central de la Figura 2.

4. CONCLUSIÓN

El estudio confirma la premisa de que los métodos empíricos tradicionales que calculan un valor único de tiempos de respuesta de una cuenca son insuficientes y presentan alta incertidumbre para la planificación hidrológica en la cuenca del Río Trancura. Las estimaciones de estas fórmulas son inconsistentes entre sí y fallan al ignorar la naturaleza dinámica y no lineal de la escorrentía. Este comportamiento es un ejemplo de la "paradoja en la hidrología moderna".

En contraste, la aproximación más robusta para estimar el tiempo de retardo es mediante métodos que consideran la variabilidad de la respuesta hidrológica. Esto incluye el análisis directo de hidrogramas y modelos conceptuales/físicos, como algunos de los implementados en este estudio.

Para el diseño y la gestión del riesgo en cuencas andinas chilenas, es imperativo abandonar la dependencia de valores estáticos y adoptar metodologías que conciben el LT/Tc como una variable dependiente de las condiciones de la tormenta y las condiciones antecedentes de la cuenca (como el almacenamiento de nieve y la saturación del suelo). Se debe hacer un esfuerzo para determinar estos tiempos mediante el análisis lluvia-escorrentía, en lugar de aplicar fórmulas genéricas.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al profesor Dr. Mauricio Zambrano-Bigiarini por la invitación a participar y el incentivo a superarnos constantemente dentro de nuestro desarrollo como ingenieros. La Dra. Violeta Tolorza Tolorza por su apoyo en los cálculos que generan la separación de los eventos que utilizamos como datos. Asimismo, se agradece a Héctor Gracés Figueroa por su orientación y disposición a resolver dudas durante la elaboración de este trabajo.

REFERENCIAS

Alvarez, C., Mendoza, P. A., Boisier, J. P., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., Lara, A., Puelma, C., Cortes, G., Garreaud, R., McPhee, J., and Ayala, A. (2018). The camels-cl dataset: catchment attributes and meteorology for large sample studies– chile dataset, hydrol.

ASF (2020) ALOS PALSAR—Digital Elevation Model (12.5 m Spatial Resolution).
<https://asf.alaska.edu/data-sets/derived-data-sets/alos-palsar-rtc/alos-palsar-radiometric-terrain-correction>

Cuevas, Jaime G., et al. "Assessing methods for the estimation of response times of stream discharge: the role of rainfall duration" *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, vol. 67, no. 2, Slovak Academy of Sciences, 2019, pp. 143-153. <https://doi.org/10.2478/johh-2018-0043>

Censo de Población y Vivienda. (s. f.). 1299-1315. Default.
<https://www.inec.gov.cl/estadisticas/sociales/censos-de-poblacion-y-vivienda/censo-de-poblacion-y-vivienda>

Hernández-Duarte, Ana Guadalupe, Sepúlveda, Jean Pierre Francois, Figueroa, Valentina Ignacia Contreras, Valero, Flavia Renne Saud, & Pimentel, Freddy Alejandro Saavedra. (2021). Cambios en la cobertura de nieve y su relación con el caudal para la caracterización, monitoreo y gestión de las cuencas de montaña en los Andes extratropicales de Chile entre los 29° y 37°S utilizando teledetección. *Boletín de estudios geográficos*, (116), 123-156. Epub 25 de junio de 2023. <https://dx.doi.org/10.48162/rev.40.010>

Michailidi, E. M., Antoniadis, S., Koukouvinos, A., Bacchi, B., & Efstratiadis, A. (2018). Timing the time of concentration: shedding light on a paradox. *Hydrological Sciences Journal*, 63(5), 721–740. <https://doi.org/10.1080/02626667.2018.1450985>

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., Thépaut, J-N. (2023): ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), DOI: [10.24381/cds.adbb2d47](https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47)

Río Trancura antes de Llafenco. (s. f.). (CHI)2. <https://chi2.ufro.cl/Trancura/>

Shaw, E. M., Beven, K. J., Chappell, N. A., & Lamb, R. (2011). *Hydrology in Practice* (Fourth edition). Spon Press.

Rojas, Octavio, Mardones, María, Arumí, José Luis, & Aguayo, Mauricio. (2014). Una revisión de inundaciones fluviales en Chile, período 1574-2012: causas, recurrencia y efectos geográficos. *Revista de geografía Norte Grande*, (57), 177-192. <https://dx.doi.org/10.4067/S0718-34022014000100012>

Giandotti, M. (1934). Previsione delle piene e delle magre dei corsi d'acqua. *Istituto Poligrafico dello Stato*, 8, 107–117.

Grimaldi, S., Petroselli, A., Tauro, F., & Porfiri, M. (2012). Time of concentration: a paradox in modern hydrology. *Hydrological Sciences Journal*, 57(2), 217–231. doi: 10.1080/02626667.2011.644244.

Hernández-Duarte, A. G., Sepúlveda, J. P. F., Contreras Figueroa, V. I., Saud Valero, F. R., & Saavedra Pimentel, F. A. (2021). Cambios en la cobertura de nieve y su relación con el caudal para la

caracterización, monitoreo y gestión de las cuencas de montaña en los Andes extratropicales de Chile entre los 29° y 37°S utilizando teledetección. *Boletín de estudios geográficos*, (116), 123-156. <https://doi.org/10.48162/rev.40.010>

Izzard, C. F. (1946). Hydraulics of runoff from developed surfaces. In *Proc. 26th Annual Meeting of the Highway Research Board* (pp. 129–146). Highway Research Board.

Kirpich, Z. P. (1940). Time of concentration of small agricultural watersheds. *Civil Engineering*, 10(6), 362–368.

Mei, Y., & Anagnostou, E. N. (2015). (Esta cita no está totalmente definida en las fuentes, por lo que se cita el nombre según el informe del usuario).

Témez, J. R. (1978). *Cálculo hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales*. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo (MOPU), Dirección General de Carreteras, Madrid, España, 96 p.

USDA-NRCS (United States Department of Agriculture-Natural Resources Conservation Service) (2010). Chapter 15: Time of Concentration. In *USDA- NRCS (Ed.): National Engineering Handbook, Part 630 Hydrology*. Washington, DC, pp. 15i–15B-3.

ANEXO A: FIGURAS

		IX Región											
Cuenca	Estación	Pend. Media i (%)	Granulometrías				σ_G	Q Medio Anual m ³ s	R _p				Q*
			D ₁₆ mm	D ₅₀ mm	D ₈₄ mm	D ₉₀ mm			D ₁₆ mm	D ₅₀ mm	D ₈₄ mm	D ₉₀ mm	
			Imperial	Cautín (zona alta)	0.50	47.53			62.27	93.47	1.40	41668.39	
	Sector Bayona (Asimca)	0.47	1.50	23.10	81.40	7.37	233.61	14117.99	93388.12				
	Sector Bayona - Barrio Industrial (1)	0.32	0.50	43.60	84.70	13.02	44.96	36608.74	99124.30				
	Sector Bayona - Barrio Industrial (2)	0.51	1.50	22.90	43.90	5.41	233.61	13935.04	36987.23				
	Sector Bayona - Barrio Industrial (3)	0.42	1.40	23.10	52.10	6.10	210.64	14117.99	47820.22				
	Sector Bayona - Barrio Industrial (4)	0.42	0.20	40.70	80.40	20.05	11.37	33017.69	91672.50				
	Sector Bayona - Barrio Industrial (5)	0.38	7.70	37.30	83.60	3.30	2717.01	28967.98	97199.59				
	Sector Bayona - Barrio Industrial (6)	0.26	1.70	22.30	55.90	5.73	281.86	13390.98	53146.26				
	Sector Bayona - Barrio Industrial (7)	0.37	5.60	33.00	61.70	3.32	1685.14	24106.04	61628.66				
	Sector Bayona - Barrio Industrial (8)												
	Toltén												

Figura A.1: Tabla granulométrica para la región de la Araucanía.

ANEXO B: TABLAS

Tabla B.1: Parámetros geomorfológicos de cada tramo

id	reach_type	length_m	slope_m/m	width_m	n_manning	k_s	area_m2	area_km2
0	overland	1351,13	0,0984	NA	NA	60	3131390,951	3,13
1	channel	5573,52	0,0550	13,825	0,01158	NA	51121283,05	51,12
2	channel	8307,17	0,0203	16,0175294	0,01158	NA	124703882,7	124,70
3	channel	16900,78	0,0117	23,7399286	0,01158	NA	272702250,9	272,70
4	channel	11299,89	0,0106	26,6752857	0,01158	NA	357604633,2	357,60
5	channel	16864,42	0,0097	25,8297333	0,01158	NA	844892337,4	844,89
6	channel	7437,89	0,0044	34,9728182	0,01158	NA	979893127,6	979,89
7	channel	13508,83	0,0013	31,1826	0,01158	NA	1192106263	1192,11
8	channel	7365,29	0,0033	32,8188182	0,01158	NA	1397978899,11	1397,98