



Modelo hidrológico para la simulación de caudales recesivos: caso río “Jequetepeque”, aguas arriba de la presa Gallito Ciego, Perú

Hydrological model for the forecast of recessive flows: the case of the “Jequetepeque” river, upstream of the Gallito Ciego dam, Peru

Jairo Isai Alvarez Villanueva^{1,*}; José Francisco Huamán Vidaurre¹

¹ Universidad Nacional de Cajamarca, Ingeniería Hidráulica, Av. Atahualpa N° 1050, Cajamarca, Perú.

ORCID de los autores

J. I. Alvarez Villanueva: <https://orcid.org/0000-0001-8777-3943>

J. F. Huamán Vidaurre: <https://orcid.org/0000-0002-4896-0479>

RESUMEN

La investigación propone un modelo hidrológico para simular caudales recesivos y estimar un coeficiente de agotamiento para el río “Jequetepeque”, aguas arriba de la presa “Gallito Ciego”, Contumazá, Perú. Se usó caudales recesivos a partir del tercer punto de quiebre del hidrograma de caudales de la estación “Yonán” del río “Jequetepeque”, período 1988 - 2019. Se utilizó un modelo hidrológico (ALVI) de categoría exponencial. Se identificó rangos de coeficientes de agotamiento $0,0148 < \alpha < 0,0003 \text{ día}^{-1}$, y un coeficiente de calibración de $0,005 \text{ día}^{-1}$. Se validó el modelo propuesto, ALVI, a partir de indicadores estadísticos, como: NS (0,84), RMSE (0,62), R^2 (0,97), EEE (0,66) e IWM (0,84). Los indicadores estadísticos mostraron un elevado grado de eficiencia, por estar dentro de la métrica de los rangos de los indicadores estadísticos. El modelo hidrológico (ALVI) validado fue: $Q_b = Q_0 / (1 + e^{[1,32 * \ln((Q_0/Q_f) - 1) - (0,00049 * \ln(A) + 0,0057) * t]})$. Se verificó que los caudales observados y simulados fueran idénticos mediante la prueba no paramétrica de U Mann–Whitney. Se usó el programa RStudio Cloud, con un nivel de significancia de 0,05, determinando partir de la mediana que, los caudales observados y simulados son similares o idénticos.

Palabras clave: caudal recesivo; modelo hidrológico; hidrograma; río Jequetepeque.

ABSTRACT

The research proposes a hydrological model to forecast recessive flows and it estimates a depletion coefficient for the “Jequetepeque” river, water from the top of the “Gallito Ciego”, Contumazá, Peru. Recessive flows were used from the third break point of the flow hydrograph of the “Yonán” station of the “Jequetepeque” river, period 1988 - 2019. An exponential category hydrological model (ALVI) was used. Ranges of depletion coefficients $0.0148 < \alpha < 0.0003 \text{ day}^{-1}$, and a calibration coefficient of 0.005 day^{-1} were identified. The proposed model, ALVI, was validated, and it is based on statistical indicators, such as: NS (0.84), RMSE (0.62), R^2 (0.97), EEE (0.66) and IWM (0.84). The statistical indicators indicated a high degree of efficiency, it is inside within the metric of the ranges of the statistical indicators. The hydrological model (ALVI) was validated: $Q_b = Q_0 / (1 + e^{[1.32 * \ln((Q_0/Q_f) - 1) - (0.00049 * \ln(A) + 0.0057) * t]})$. The observed and simulated flows were identical to the non-parametric Mann-Whitney U test. The RStudio Cloud program was used with a significance level of 0.05, it was determined from the median that the observed and simulated flows are similar or identical.

Keywords: recessive flow; hydrological model; hydrograph; Jequetepeque river.

1. Introducción

Habrá una gran variabilidad en las descargas de aguas subterráneas y superficiales a nivel estacional, como respuesta al cambio climático (Costa et al., 2021). Este cambio climático está amenazando el agua dulce a nivel mundial (Haddeland et al., 2014). El agua subterránea contribuye a través de descargas directas a los grandes lagos y a flujos de corrientes de ríos (Neff & Nicholas, 2005). El caudal recesivo está constituido principalmente de flujo base, este de origen subterráneo poco profundas, contribuyendo al flujo de corrientes de un río. (Aksoy & Wittenberg, 2015; Arnold et al., 1995). Al analizar los caudales recesivos de un hidrograma permite extraer información de la relación almacenamiento y descarga de una cuenca (Arciniega-Esparza et al., 2017). Esta información extraída está relacionada con la curva recesiva, formada por flujo de origen subterránea el cual permite calcular la disponibilidad de agua en periodos de estiaje (Balocchi et al., 2014a). El análisis del caudal recesivo de una corriente es fundamental para comprender el proceso de liberación de agua de las cuencas hidrográficas en periodos de sequía, y es importante para la planificación y gestión de los recursos hídricos. (Carlotto & Chaffe, 2019). El caudal recesivo de un río ha sido investigado por varios métodos. Estos métodos est n relacionado con modelos recesivos y gráficos empíricos de recesión, pero se sabe muy poco de cómo algunos modelos de caudales recesivos logran entender el comportamiento de escorrentía de ríos de cuenca (Stoelzle et al., 2013). Los métodos de análisis del comportamiento de caudales recesivos que incluyen datos de flujos de corrientes son:

separación hidrogramas mediante filtros numéricos, análisis de los coeficientes de recesión, extracción automática de periodos de recesión y curva maestra de recesión (Carlotto & Chaffe, 2019). Las técnicas gráficas no permiten interpretar los factores que controlan la recesión, generando errores. Por ello, se hace hincapié en la necesidad de una pronostico del flujo de recesión (Anderson & Burt, 1980). La modelación de caudales recesivos en épocas secas es de vital importancia para la planificación en épocas de escasas hídrica, para el desarrollo de una población que utiliza las reservas de subterráneas para regular al volumen de un embalse (Balocchi et al., 2014a). Un modelo hidrológico es una herramienta para "pronosticar" caudales para un periodo de tiempo futuro (Cabrera, 2009).

El objetivo de este estudio fue proponer un modelo hidrológico para simular caudales recesivos y estimar un coeficiente de agotamiento para el río "Jequetepeque", aguas arriba de la presa "Gallito Ciego", Contumazá, Perú.

2. Material y métodos

Localización. La cuenca "Jequetepeque" presenta un área de 3294,68 km². Se ubica en la costa norte del territorio peruano (Figura 1). Limitada en la parte alta con las cuencas del "Mara n" y "Crisnejas". Comprende las coordenadas geográficas de 6[ ] 48" y 7[ ] 26" de Latitud Sur y los meridianos 78[ ] 20" y 79[ ] 35" de Longitud Oeste. En la zona alta de la cuenca existe actividad minera, estas actividades no alteran el régimen de caudales del río "Jequetepeque". ANA (2018) señala que el 67% del área de la cuenca pertenece a la región de Cajamarca y un 33% del área de cuenca pertenece a la región Libertad.

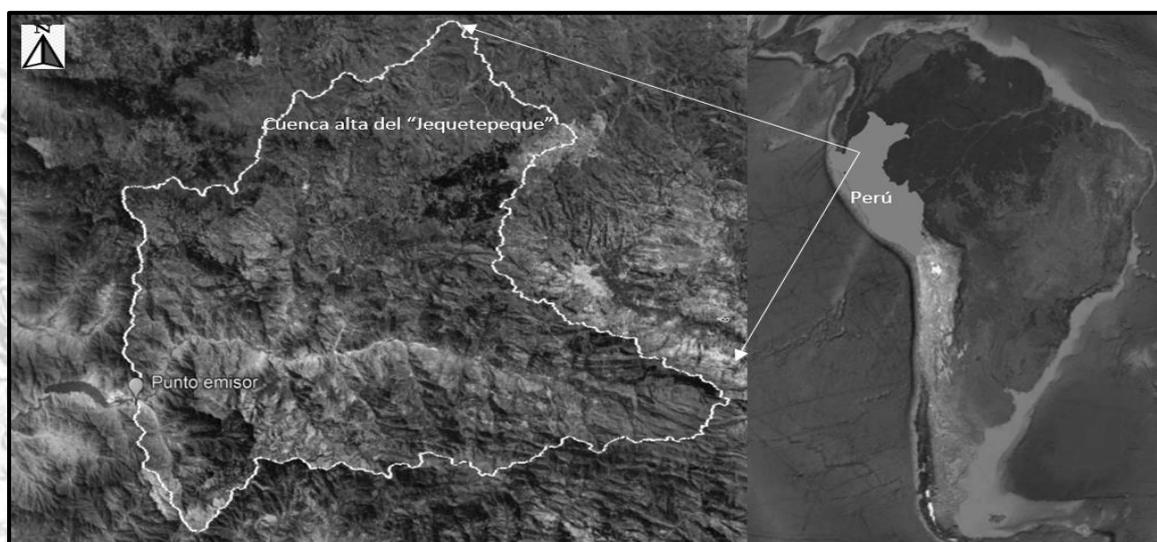


Figura 1. Localización y relieve de la cuenca alta del "Jequetepeque".

La sección en estudio se ubica en la parte media baja de la cuenca del “Jequetepeque” en la Región Cajamarca, Provincia de Contumazá, Distrito de “Yonán”. Esta estación permite registrar caudales de ingreso al embalse Gallito Ciego (Figura 2).

Información requerida

Los caudales presentan un régimen natural. Para la investigación se contó con caudales mensuales del período 1988-2019 registrada en épocas de estiaje por la estación automática “Yonán” (equipada por sensores y limnógrafo) de propiedad del Proyecto Especial Jequetepeque – Zaña (PEJEZA). Esta estación se encuentra aguas arriba del embalse “Gallito Ciego”, Figura 2. Mediante análisis gráfico se verificó posibles saltos o vacíos en la información. Además, fue evaluada para detectar outliers, a través del método de análisis de datos dudosos propuesto por Chow et al. (1994). La investigación utilizó 32

datos de descargas de ríos en épocas de estiaje. Segadelli et al. (2021) utilizó 10 años de registro de caudales para modelar el modelo de Maillet.

Duración de épocas de estiaje en el río Jequetepeque

El comportamiento del régimen de caudales del río Jequetepeque varía según a la estacionalidad de la zona de estudio. La Figura 3 presenta la duración de estiaje y una tendencia de aumento de días de estiaje en la zona alta de la cuenca del Jequetepeque. Este incremento de días de estiaje genera que en la zona de estudio no se logre la recarga de acuíferos por lluvias de la cuenca alta del Jequetepeque. Generando que los meses de estiaje se reduzca la surgencia de agua subterráneas y con ello se reduzca el volumen de caudal recesivo afectando a la infraestructura hidráulica mayor y a la producción agrícola. Estas duraciones de estiaje serán pronosticadas a partir del modelo hidrológico ALVI.

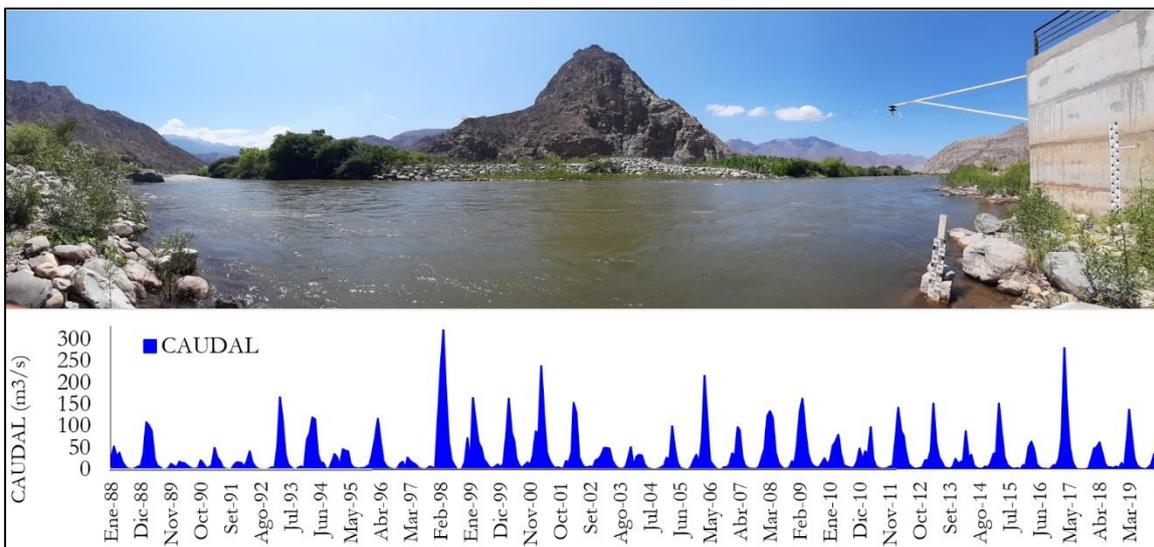


Figura 2. Sección de estudio y registro de caudales de la estación “Yonán, río “Jequetepeque”.

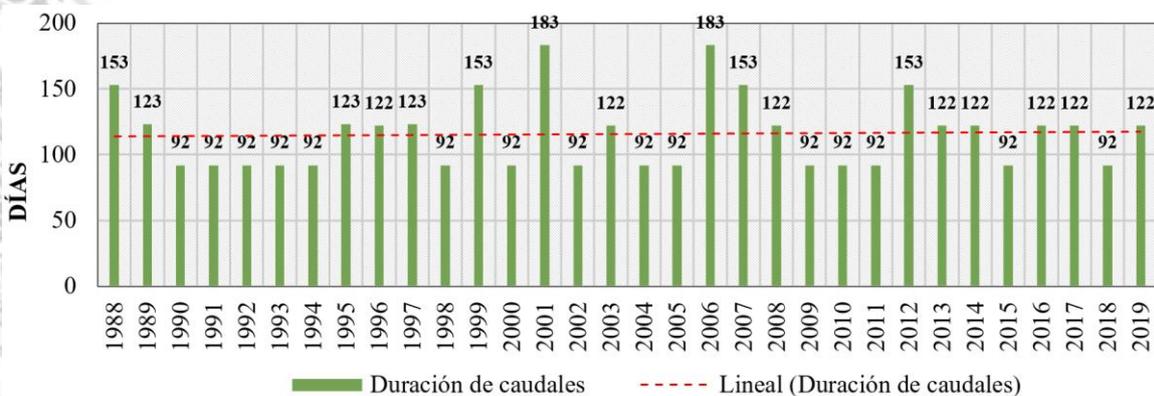


Figura 3. Duración de estiaje del río “Jequetepeque”, período 1943 al 1987, estación “Yonán”.

Identificación de zonas de aportación y cobertura vegetal

La identificación se realizó mediante el software libre Qgis 3.16.7 e imágenes satelitales de 30m de resolución del satélite Lansat 8, obtenidos de la base de datos público de la (USGS Earthexplorer <https://earthexplorer.usgs.gov/>).

Tabla 1

Valores de NDVI (Normalized Difference Vegetation Index)

Valores de NDVI	Descripción
NDVI < 0,1	Desprovistas de vegetación, presencia de rocas, arenas, nieve.
NDVI = 0,1	Con vegetación arbustiva, arbustos bajos. Indica clima templado semiáridos.
0,2 < NDVI < 0,4	Con vegetación densa, presencia de bosques y selvas tropicales.
0,6 < NDVI < 0,8	

Fuente: Fattorelli & Fernández (2011).

Inicio de caudales recesivos

La identificación de los caudales recesivos sigue una metodología propuesta por Martinez (2004) para seleccionar caudales recesivos a partir del tercer punto de quiebre del hidrograma de caudales. A partir de este punto se tiene una mejor estabilidad de caudales recesivos, reduciendo la variabilidad y permitiendo realizar mejores ajustes de simulación (Balocchi et al., 2014a). La curva recesiva permitió identificar la duración de los meses de estiaje, los cuales serán los tiempos a simular.

Coefficiente de agotamiento (α)

El coeficiente de agotamiento (α) se obtuvo; despejando α y aplicando logaritmo común en base 10 a los modelos exponenciales y potenciales presentados en la Tabla 2. Es muy importante determinar un rango de valores del coeficiente de agotamiento que permita calibrar los modelos hidrológicos para el río Jequetepique. Este coeficiente debe cumplir el requisito dado por Mailliet (1905), que α > 0.

Simulación de caudales

Los modelos más comunes para simular caudales son los planteados por Mailliet y Boussinesq (Arciniega-Esparza et al., 2017). En la Tabla 2 se presenta los principales modelos de simulación de caudales recesivos hallados. Para la simulación de caudales recesivos existió dos etapas: la primera consistió en ajustar un modelo hidrológico a los caudales recesivos del río en estudio utilizando los modelos de la Tabla 2. La segunda

etapa consistió en plantear un modelo hidrológico, frente a una errónea simulación de los 11 modelos planteados.

Tabla 2

Modelos hidrológicos recesivos de categorías exponencial y potencial, para estimar caudales recesivos

Modelos	Fórmula
(Mailliet, 1905)	$Q_{b1} = Q_0 e^{-\alpha t}$ (1)
(Boussinesq, 1904)	$Q_{b2} = Q_0 (1 + \alpha t)^{-2}$ (2)
(Horton, 1933)	$Q_{b3} = Q_0 e^{-\alpha t^n}$ (3)
(Drogue, 1972)	$Q_{b4} = Q_0 / (1 + \alpha t)^n$ (4)
(Kullman, 1990)	$Q_{b5} = Q_0 (1 + \alpha t)$ (5)
(Griffiths Clausen, 1997)	$Q_{b6} = Q_0 (1 + \alpha t)^{-3}$ (6)
(Soto, 2001)	$Q_{b7} = Q_0 \cdot \alpha \cdot t$ (7)
(Núñez, 2005)	$Q_{b8} = Q_0 e^{-\alpha t^2 \cdot 2^{-1}}$ (8)
(Núñez, 2005)	$Q_{b9} = Q_0 e^{-3\alpha \sqrt[3]{t}}$ (9)
(Núñez, 2005)	$Q_{b10} = Q_0 (1 + \alpha t)^n$ (10)
(Balocchi, 2008)	$Q_{b11} = Q_0 e^{-2\alpha \sqrt{t}}$ (11)

n=Parámetro determinado por calibración.

Fuente: Alvarez (2018); Gregor & Malík (2012).

La fórmula planteada para la simulación fue:

$$\frac{1,01 * Q_0}{\left(e^{\frac{1,32 * \ln(\frac{Q_0}{Q_f} - 1) - (0,00049 * \ln(A) + 0,0057) * t}{+1}} \right)} \quad (12)$$

Donde Q_b : Caudal recesivo simulado en un tiempo t (m^3/s), Q_0 : Caudal inicial de la curva recesiva en el tiempo t (m^3/s), Q_f : Caudal final de la curva recesiva en el tiempo t (m^3/s), t : Tiempo transcurrido en días de agotamiento, e : Constante de Neper (2,7183), α : Coeficiente de agotamiento ($día^{-1}$), A : área de la cuenca de estudio. α : $(0,00049 * \ln(A) + 0,0057) * t$.

Calibración y simulación y de caudales recesivos

Para la simulación se usó los modelos de la Tabla 1. Se utilizaron 32 datos de caudales recesivos de épocas de estiaje. El coeficiente de agotamiento es la variable de calibración y simulación, de rangos mínimos y máximos mayores a cero (0). Se descartaron los coeficientes $\alpha < 0$. El tiempo de duración del período recesivo (t) fue tomado a partir del tercer punto de quiebre del hidrograma de descenso hasta el inicio de una nueva crecida para el periodo 1988 - 2019. La duración de estiaje para la simulación está en un rango de $60 < t < 183$ días. La calibración para series de tiempo según Erasun (2018) es de tipo manual, es decir, prueba, error y observación directa. Para la calibración de caudales mínimos para épocas de estiaje, se utilizan algunos criterios de eficiencia o llamados también indicadores estadísticos, para

observar el desempeño del modelo hidrológico simulado y las mediciones observadas, estos son: Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS), Coeficiente de Determinación (R^2), Índice de Willmott Modificado (IWM). Asimismo, estos criterios también son usados para la validación (Krause et al., 2005). En la investigación se incluyen otros criterios tales como: Raíz del Error Cuadrática Medio (RMSE) y Error Estándar de Estimación (EEE).

Tabla 3

Métrica de indicadores usados en la calibración y validación de modelos hidrológico

Indicador	Rango	Valor ideal
NS	$[-\infty ; 1]$	1
R^2	$[0 ; 1]$	1
(IWM)	$[0 ; 1]$	1
RMSE	$[0 ; +\infty]$	0
(EEE)	$[0 ; +\infty]$	0

Fuente: (Moncada & Willems, 2020).

Validación

Se evaluó el desempeño de los resultados de los modelos hidrológicos de la Tabla 1 con respecto a las mediciones observadas del río, haciendo uso de la Tabla 2. Se evaluó el desempeño del modelo hidrológico Fórmula 12, mediante indicadores estadísticos, ver Tabla 2. Se inició con una prueba de muestra dividida, llamada por Cabrera (2009) Split sample Test. Finalmente, a los caudales simulados validados se les realizó la prueba de normalidad para elegir la prueba estadística paramétrica o no paramétrica que permita determinar si las variables de caudales simulados

y los observados son idénticos, para ello se utilizó el programa libre R Studio Cloud. La eficiencia del modelo depende de los datos de calibración que se ingresen al modelo, y es medido mediante indicadores estadísticos (Kirchner, 2009).

3. Resultados y discusión

Información requerida

La información de caudales proporcionada por PEJEZA no presentó datos faltantes según el análisis gráfico realizado. Mediante el método de datos dudosos no se identificó un evento anómalo en los meses de estiaje para ser descartado. Por tanto, la información presentó continuidad, cantidad de información adecuada y no presentó saltos (Figura 2). El rango de caudales recesivos para los años 1988 - 2019 es: $0,35 \text{ m}^3/\text{s} < \text{caudal recesivo} < 5,80 \text{ m}^3/\text{s}$.

Identificación de zonas de aportación y cobertura vegetal

El rango de NVDI (Normalized Difference Vegetation Index) varía en un rango de 0,026 y 0,438. La Figura 4 muestra zonas de color violeta oscuro, representa un NVDI menor a 0,1. Según la Tabla 1; este valor indica que la cuenca presenta áreas desprovistas de vegetación, presencia de rocas y arenas. Las zonas de color verde, representa un NVDI de valor de 0,4. Según Tabla 1 esto indica que la cuenca en estudio presenta vegetación arbustiva y arbustos bajos; también indica que la zona de estudio presenta un clima templado y semiáridos.

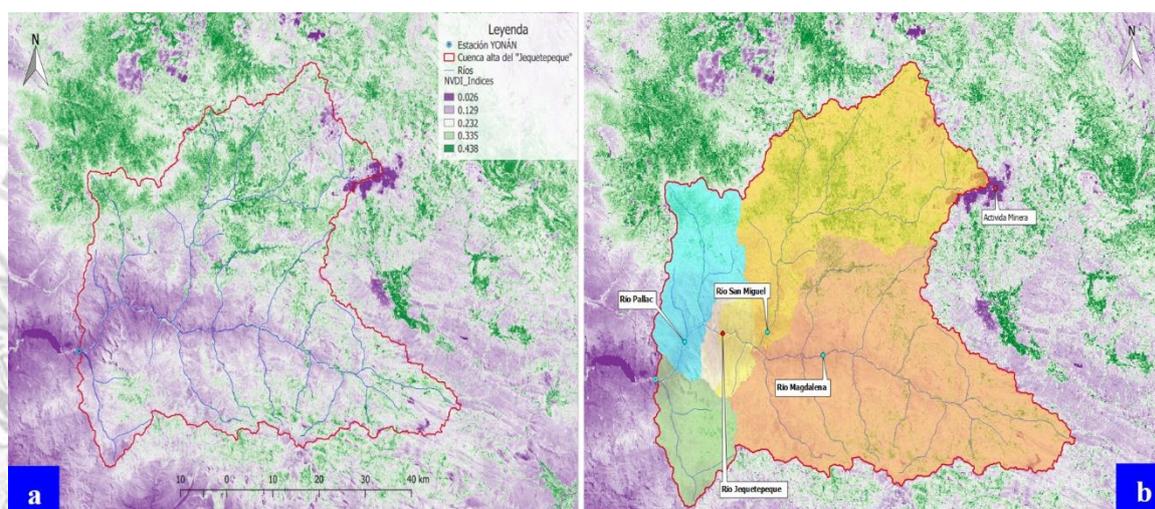


Figura 4. Cobertura vegetal, cuenca alta del "Jequetepeque" (a). Principales áreas de ríos efluentes al río "Jequetepeque" (b). Fecha de barrido de imagen satelital 08/18/2019. Fuente: Modificado de USGS Earth Explore (2020).

El NVDI no presentó valores comprendidos entre 0,6 y 0,8, y tampoco mostró valores mayores a estos. Las características señaladas según NVDI de la Figura 3, muestran a una cuenca expuesta y propensa a seguir sufriendo constante erosión de sedimentos, depositados en el vaso del embalse "Gallito Ciego".

Coefficiente de agotamiento

Se determinó el rango de valores de coeficientes de agotamiento $0,0148 < \alpha < 0,0003 \text{ día}^{-1}$ para el río "Jequetepeque". Para Villarroya (2006) a medida que el coeficiente de agotamiento sea menor, las surgencias de los acuíferos descienden paulatinamente. Por otro lado, si el coeficiente es mayor, las surgencias de los acuíferos serán muy rápidamente. Los valores de los rangos de coeficiente de agotamiento fueron utilizados para calibrar los modelos de la Tabla 2 y el modelo hidrológico propuesto denominado ALVI, Fórmula 12, utilizando el método prueba – error. En la Tabla 4 se presentan los mejores resultados de coeficientes de agotamiento para los modelos de la Tabla 2. Este coeficiente de agotamiento es importante ya que está relacionado con la pendiente de la curva de recesión, con la recarga hidráulica, flujo base y permite estimar el volumen de agua almacenada en la cuenca (Arnold et al., 1995). Asimismo, este coeficiente está en función de las características de la cuenca y de la conductividad hidráulica. (Brutsaert & Nieber, 1977). La correlación entre las variables de caudales observados y simulados está controlada por el coeficiente de agotamiento Maillet (1905).

Calibración y validación de caudales recesivos simulados

La Tabla 4 presenta el resultado de los valores de coeficiente de agotamiento calibrados obtenidos mediante prueba y error. Asimismo, presenta la validación mediante indicadores estadísticos. En la evaluación de la Tabla 4 se concluyó que la

eficiencia de los modelos hidrológicos (Tabla 2) están fuera de la métrica planteada en la Tabla 3. Es decir, que los modelos hidrológicos propuestos en la Tabla 2, no se ajustan a los caudales recesivos del río "Jequetepeque".

Propuesta de modelo hidrológico

Se tomó como base a los modelos de Maillet y Boussinesq, y a la estructura de los modelos propuestos en la Tabla 2. Se tomó la condición de estado estacionario sobre las surgencias de acuíferos durante los meses de estiaje tal como los planteo en su estudio para estimar la recarga de acuíferos (Segadelli et al., 2021).

Además, se asumió que la descarga del flujo de corriente, depende únicamente de la cantidad de agua almacenada en los acuíferos de la cuenca utilizado para realizar estimaciones de cuantificación de almacenamiento dinámico de una cuenca (Kirchner, 2009) para estimar. La obtención de una nueva propuesta de modelo denominado ALVI (ver Fórmula 12) para simular caudales recesivos del río "Jequetepeque" fue mediante prueba, error y observación. El planteamiento del modelo propuesto tomó al número de Euler, ya que está relacionado con las funciones exponenciales tanto de crecimiento como de descenso. Al reducir o disminuir al número de Euler 2,71828182845904523536 no afectó en el resultado de la simulación ni a la curva de descenso, denomina Remenieras (1986) como curva recesiva. El modelo propuesto tiene cuatro operaciones básicas: suma, multiplicación, división y potenciación. El modelo propuesto es un modelo determinístico de categoría de tipo exponencial, tiene datos de entrada: el tiempo (t) cuya duración en días de simulación fue tomada a partir del tercer punto de inflexión de la curva de descenso, número de Euler (e), el área de la cuenca (A) en km² y caudal inicial Q₀ tomados a partir del tercer punto de quiebre de la curva de descenso del hidrograma de caudales, medidos en m³/s.

Tabla 4

Indicadores estadísticos usados en la validación de modelos hidrológicos, período 1988 - 2003

Indicador	Rango	Valor ideal	Q _{b1}	Q _{b2}	Q _{b3}	Q _{b4}	Q _{b6}	Q _{b7}	Q _{b8}	Q _{b9}	Q _{b10}	Q _{b11}
			(α) día ⁻¹ calibrado									
			0,0148	0,0132	0,002	0,021	0,007	0,0018	0,0003	0,018	0,058	0,09
NS	[-α;1]	1	-0,46	-0,24	-0,48	-0,26	-0,3	-3,33	-0,73	-0,17	-0,16	-0,18
R ²	[0;1]	1	0,09	0,09	0,05	0,09	0,09	0,05	0,05	0,08	0,09	0,09
(IWM)	[0;1]	1	0,44	0,45	0,41	0,44	0,44	0,30	0,41	0,45	0,45	0,45
RMSE	[0; +α]	0	1,79	1,65	1,81	1,66	1,71	3,09	1,95	1,61	1,60	1,62
(EEE)	[0; +α]	0	1,85	1,70	1,85	1,71	1,76	3,20	2,02	1,66	1,65	1,67

Calibración y simulación de caudales recesivos

Se utilizó el método de pruebas de muestras divididas (Split-Sample Test) indicado por Cabrera (2009) para la calibración y validación. Para la calibración se trabajó con 16 muestras de caudales recesivos. La variable más importante para la calibración del modelo fue el coeficiente de agotamiento cumpliendo que sea ($\alpha > 0$), el valor calibrado fue de $0,005 \text{ día}^{-1}$, ver Tabla 5, Figura 3. Liñán (2005) señala que un valor en el orden de 10^{-3} indicaría descensos progresivos. Pulido (1979) señala que valores de $0,023 \text{ día}^{-1}$ y $0,116 \text{ día}^{-1}$ indicarían un vaciado rápido de aguas subterráneas, lo que significa una elevada gradiente hidráulica, baja porosidad en la roca y una elevada permeabilidad. Asimismo, el valor hallado por calibración se encuentra dentro del rango para los coeficientes de agotamiento del río Jequetepeque $0,0148 < \alpha < 0,0003 \text{ día}^{-1}$. Jones & McGilchrist (1978) desarrolló un modelo para simular curvas de recesivas y uso datos de entrada de tormentas y humedad de suelo, pero obtuvo una descripción errónea de los caudales recesivos de un río. El modelo propuesto, ALVI, usó caudales superficiales del río Jequetepeque, y es capaz de simular caudales recesivos del río en estudio, ver Tabla 5. La precisión del comportamiento de caudal recesivo se logra

definiendo el inicio del caudal recesivo, tomado a partir del tercer punto de quiebre (Pizarro-Tapia et al., 2013).

Validación de modelo hidrológico

En la Tabla 5 presenta dos escenarios: el primer escenario muestra valores de indicadores estadísticos fiables dentro del rango de valores ideales planteados en la Tabla 3. El segundo escenario muestra indicadores estadísticos igualmente fiables dentro de los valores ideales planteados en la Tabla 3, ver Figura 4. De esta manera se confirma la eficacia del modelo propuesto. Al analizar los dos escenarios se observa una variabilidad en los resultados esto se debe a que la curva de recesión de un río es más compleja al de un manantial, un río esta interactuando con algunos componentes del ciclo hidrológicos tales como. precipitación, interfolio, la evapotranspiración, filtración en la orilla del río o por la humedad inicial de la cuenca (Shaw & Riha, 2012).

La variabilidad de los flujos de corriente está influenciado por los procesos físicos o por las propiedades de los materiales heterogéneos (Kirchner, 2009). Otra razón por la variabilidad de los caudales recesivos es por la presencia de precipitaciones en regiones cercanas a la gran cuenca del Amazonas (Callède et al., 2011).

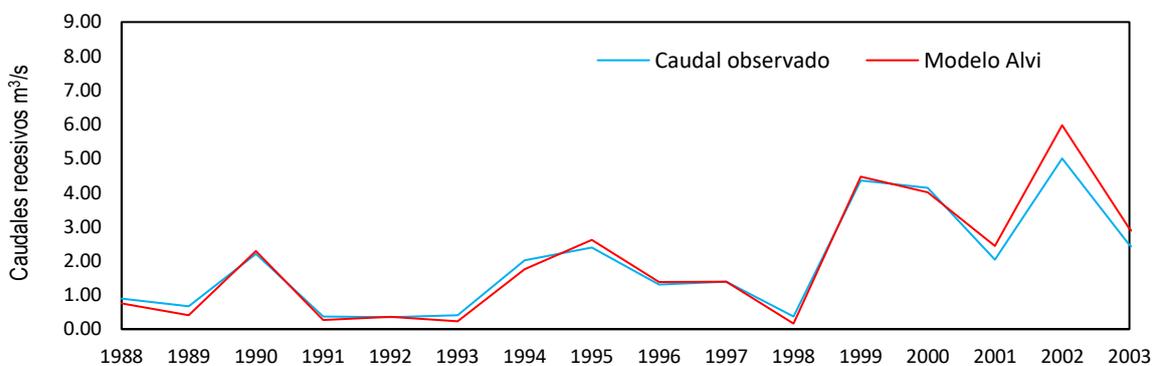


Figura 5. Calibración de caudales recesivos para el río Jequetepeque 1988 - 2003.

Tabla 5

Métrica de evaluación, calibración y validación mediante indicadores estadísticos del modelo hidrológico (ALVI) para un coeficiente de agotamiento de $0,005 \text{ día}^{-1}$, estación "Yonán"

Indicador	Rango	Valor ideal	Calibración A ESCENARIO I 1988-2003	Validación ESCENARIO II 2004-2019
NS	$[-\alpha; 1]$	1	0,95	0,84
R ²	$[0; 1]$	1	0,98	0,97
(IWM)	$[0; 1]$	1	0,91	0,84
RMSE	$[0; +\alpha]$	0	0,32	0,62
(EEE)	$[0; +\alpha]$	0	0,35	0,66

Por otro lado, se señala que un valor de $R^2 = 0,87$ señala una buena correlación (Segadelli et al., 2021). Los valores de Nash Sutcliffe (NS) entre los rangos 0,91 y 0,86 representa una alta eficiencia de simulación de modelos hidrológicos en ríos. Valores de calibración de $R^2 = 0,71$ y (NS) = 0,67, es un buen resultado para simular serie temporales de caudales recesivos (Shaw & Riha, 2012). Si los valores del EEE disminuyen y se acercan al valor ideal (Tabla 3), se da por el aumento los tiempos de estimación. Por ende a mayor tiempo transcurrido, el ajuste de un modelo de caudales recesivos es mejor (Balocchi et al., 2014b).

La Figura 3 muestra una curva de recesión sintética generada por el modelo propuesto denominado ALVI frente a la curva de recesión caudales medida en la estación “Yonán”. Las graficas revelan una tendencia de descenso. El descenso puede estar relacionado a las variaciones que está experimentando el régimen hidrológico de los ríos naturales, afectado por el cambio climático a través de las precipitaciones en un período natural (Patterson et al., 2013; Homsí et al., 2020). Las curvas recesivas generadas, necesitan para su formación de bajas precipitaciones y baja evaporación (Kirchner, 2009). Además, en la Figura 3 se observa al caudal mínimo del período 1988 - 2019, el cual se encuentra por debajo de los valores de la curva

recesiva la cual está formado por caudales base. Según Lee et al. (2018) el caudal base es fundamental para los ecosistemas fluviales y la gestión del agua.

Comparación de muestras simuladas y observadas

La Tabla 6 muestra que las variables simuladas y observadas no presentan una distribución normal. Para verificar que los flujos de corriente simulado y el medido en la estación “Yonán” son idénticos se utilizó una prueba no paramétrica como es la prueba U de Mann-Whitney. Se usó el programa RStudio Cloud, con un nivel de significancia de 0,05. En la Tabla 7 se observa que el p - value (0,889) es mayor al nivel de significancia (0,05), determinando a partir de la mediana que los caudales observados y simulados son similares o idénticos. En la investigación de (Pizarro-Tapia et al., 2013) se utilizó el mismo métodos de la prueba U de Mann-Whitney para verificar la precisión de la simulación de caudales recesivos tomados a partir del tercer punto inflexión.

Tabla 7

Prueba U de Mann-Whitney, caudales observados y simulados, período 1988 – 2019

Test	p-value	Nivel de significación
U de Mann-Whitney	0,889 >	0,05

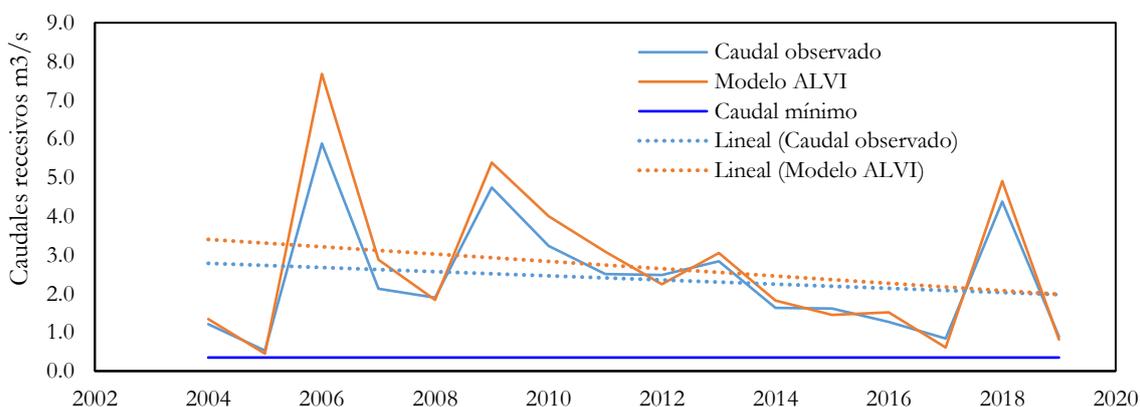


Figura 6. Validación de caudales recesivos para el río Jequetepeque 1988 - 2003.

Tabla 6

Prueba de normalidad, caudales observados y simulados, período 1988 – 2019

Caudal	Normalidad	p-value	Nivel de significación	Distribución normal
Observado	Shapiro-Wilk	0,0109 <	0,05	no
Simulado	Shapiro-Wilk	0,0099 <	0,05	no

4. Conclusiones

El modelo propuesto, denominado ALVI, se ajustó a los caudales del río "Jequetepeque" considerando el tercer punto de quiebre propuesto por Martínez (2004). Se logró simular con mayor precisión el comportamiento de los caudales recesivos del río Jequetepeque, esta aseveración fue confirmada mediante un proceso de validación con indicadores estadísticos los cuales demostraron la eficiencia del modelo.

Se demostró la sensibilidad del coeficiente de agotamiento y su influencia en el desarrollo del modelo hidrológico desde la de calibración hasta la validación, el valor establecido para el río en estudio fue de 0,005 día⁻¹.

Como las variables simuladas y las observadas no presentan una distribución normal. Se utilizó la prueba no paramétrica de U de Mann-Whitney para verificar que tanto los caudales recesivos observados y los simulados son idénticos.

Referencias bibliográficas

- Aksoy, H., & Wittenberg, H. (2015). Baseflow Recession Analysis for Flood-Prone Black Sea Watersheds in Turkey. *CLEAN – Soil, Air, Water*, 43(6), 857–866. <https://doi.org/10.1002/CLEN.201400199>
- Anderson, M. G., & Burt, T. P. (1980). Interpretation of recession flow. *Journal of Hydrology*, 46(1–2), 89–101. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(80\)90037-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(80)90037-2)
- Arciniega-Esparza, S., Breña-Naranjo, J. A., Pedrozo-Acuña, A., & Appendini, C. M. (2017). HYDRORÉCESSION: A Matlab toolbox for streamflow recession analysis. *Computers & Geosciences*, 98, 87–92. <https://doi.org/10.1016/J.CAGEO.2016.10.005>
- Arnold, J. G., Allen, P. M., Mutiiah, R., & Bernhardt, G. (1995). Automated Base Flow Separation and Recession Analysis Techniques. *Groundwater*, 33(6), 1010–1018. <https://doi.org/10.1111/J.1745-6584.1995.TB00046.X>
- Balocchi, F., Pizarro, R., Morales, C., & Olivares, C. (2014a). Mathematical modeling of recessive flows in the andean mediterranean region of maule; case study of estero uepo, Chile. *Tecnología y Ciencias Del Agua*, 5(5).
- Balocchi, F., Pizarro, R., Morales, C., & Olivares, C. (2014b). Tecnología y Ciencias del Agua. In *Tecnología y ciencias del agua* (Vol. 5, Issue 5). Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2007-24222014000500011&lng=es&nrm=iso&tng=es
- Brutsaert, W., & Nieber, J. L. (1977). Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. *Water Resources Research*, 13(3), 637–643. <https://doi.org/10.1029/WR013i003P00637>
- Cabrera, J. (2009). Calibración de Modelos Hidrológicos. *Imefen.Uni.Edu.Pe*, 1.
- Callède, J., Guyot, J. L., Ronchail, J., L'Hôte, Y., Niel, H., & Oliveira, E. (2011). Evolution du débit de l'Amazone à Óbidos de 1903 à 1999 / Evolution of the River Amazon's discharge at Óbidos from 1903 to 1999. *49(1)*, 85–98. <https://doi.org/10.1623/HYSJ.49.1.85.53992>
- Carlotto, T., & Chaffe, P. L. B. (2019). Master Recession Curve Parameterization Tool (MRCPTool): Different approaches to recession curve analysis. *Computers & Geosciences*, 132, 1–8. <https://doi.org/10.1016/J.CAGEO.2019.06.016>
- Costa, D., Zhang, H., & Levison, J. (2021). Impacts of climate change on groundwater in the Great Lakes Basin: A review. *Journal of Great Lakes Research*, 47(6), 1613–1625. <https://doi.org/10.1016/J.JGLR.2021.10.011>
- Haddeland, I., Heinke, J., Biemans, H., Eisner, S., Flörke, M., Hanasaki, N., Konzmann, M., Ludwig, F., Masaki, Y., Schewe, J., Stacke, T., Tessler, Z. D., Wada, Y., Wisser, D., Designed, J. S., & Performed, D. W. (n.d.). *Global water resources affected by human interventions and climate change*. <https://doi.org/10.1073/pnas.1222475110>
- Homsí, R., Sanusi Shiru, M., Shahid, S., Ismail, T., Bin Harun, S., Al-Ansari, N., Chau, K.-W., & Mundher Yaseen, Z. (2020). Engineering Applications of Computational Fluid Mechanics ISSN: (Print) (a Precipitation projection using a CMIP5 GCM ensemble model: a regional investigation of Syria; e Sustainable Developments in Civil. *Engineering Applications of Computational Fluid Mechanics*, 14(1), 90–106. <https://doi.org/10.1080/19942060.2019.1683076>
- Jones, P. N., & McGilchrist, C. A. (1978). Analysis of hydrological recession curves. *Journal of Hydrology*, 36(3–4), 365–374. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(78\)90154-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(78)90154-3)
- Kirchner, J. W. (2009). Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, 45(2), 2429. <https://doi.org/10.1029/2008WR006912>
- Krause, P., Boyle, D. P., & Báse, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences*, 5, 89–97. <https://doi.org/10.5194/ADGEO-5-89-2005>
- Lee, J., Kim, J., Jang, W. S., Lim, K. J., & Engel, B. A. (2018). Assessment of Baseflow Estimates Considering Recession Characteristics in SWAT. *Water* 2018, Vol. 10, Page 371, 10(4), 371. <https://doi.org/10.3390/W10040371>
- Maillet, E. (1905). Essais d'Hydraulique souterraine et fluviale. *Nature*, 72(1854), 25–26. <https://doi.org/10.1038/072025a0>
- Moncada, W., & Willems, B. (2020). Tendencia anual del caudal de salida, en referencia. *Ecología Aplicada*, 19(2), 2020. <https://doi.org/10.21704/rea.v19i2.1560>
- Neff, B., & Nicholas, J. (2005). *Incertidumbre en el balance hídrico de los Grandes Lagos*. <https://pubs.er.usgs.gov/publication/sir20045100>
- Patterson, L. A., Lutz, B., & Doyle, M. W. (2013). Climate and direct human contributions to changes in mean annual streamflow in the South Atlantic, USA. *Water Resources Research*, 49(11), 7278–7291. <https://doi.org/10.1002/2013WR014618>
- Pizarro-Tapia, R., Balocchi-Contreras, F., García-Chevesich, P., Macaya-Perez, K., Bro, P., León-Gutiérrez, L., Helwig, B., & Valdés-Pineda, R. (2013). On Redefining the Onset of Baseflow Recession on Storm Hydrographs. *Open Journal of Modern Hydrology*, 03(04), 269–277. <https://doi.org/10.4236/OJMH.2013.34030>
- Segadelli, S., Filippini, M., Monti, A., Celico, F., & Gargini, A. (2021). Estimation of recharge in mountain hard-rock aquifers based on discrete spring discharge monitoring during base-flow recession. *Hydrogeology Journal*, 29(3), 949–961. <https://doi.org/10.1007/S10040-021-02317-Z/FIGURES/7>
- Shaw, S. B., & Riha, S. J. (2012). Examining individual recession events instead of a data cloud: Using a modified interpretation of dQ/dt–Q streamflow recession in glaciated watersheds to better inform models of low flow. *Journal of Hydrology*, 434–435, 46–54. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2012.02.034>
- Stoelzle, M., Stahl, K., & Weiler, M. (2013). Are streamflow recession characteristics really characteristic? *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(2), 817–828. <https://doi.org/10.5194/HESS-17-817-2013>