

CUBHIC 2.0:

DOCUMENTO METODOLÓGICO:

AMUNAS



Infraestructura Natural

para la Seguridad Hídrica





Autoría:

Boris F. Ochoa-Tocachi^{1,2}

José Cuadros-Adriazola³

Vivien Bonnesoeur³

Producción y cuidado de edición: Gabriel Rojas Guillén¹

Corrección de estilo: Luis Rodríguez Pastor

Diseño y diagramación: Diana La Rosa

Imagen de portada: Proyecto Infraestructura Natural para la Seguridad Hídrica

Editado por: Forest Trends Association

RUC: 20606691204

Av. Ricardo Palma 698, Miraflores

Lima, Peru

Ira edición, agosto 2022

Afiliaciones:

1. Forest Trends; Washington D. C., Estados Unidos

2. ATUK Consultoría Estratégica; Cuenca, Ecuador

3. CONDESAN; Lima, Perú

Esta publicación es posible gracias al generoso apoyo del pueblo de los Estados Unidos de América a través de la Agencia de los Estados Unidos para el Desarrollo Internacional (USAID) y el Gobierno de Canadá. Los contenidos son responsabilidad de los autores y no reflejan necesariamente las opiniones de USAID, ni del gobierno de los Estados Unidos de América ni del Gobierno de Canadá.

Acerca de CUBHIC 2.0



La metodología CUBHIC (Cuantificación de Beneficios Hidrológicos de Intervenciones en Cuencas) es una innovación del Proyecto Infraestructura Natural para la Seguridad Hídrica que ofrece una metodología práctica para producir estimaciones cuantitativas de los beneficios hidrológicos de proyectos de infraestructura natural. La versión original de CUBHIC fue desarrollada en colaboración con la firma Kieser & Associates y publicada en 2019¹, considerando las seis intervenciones sobre la infraestructura natural más comunes en el contexto peruano. Esta versión 2.0 de CUBHIC construye sobre el original, presentando varias actualizaciones, cambios y mejoras que hemos encontrado útiles en su aplicación práctica, incluyendo mejoras en los cálculos, en las calculadoras de beneficios y en la presentación².

Este documento proporciona una metodología completa con referencias científicas, la cual ha sido implementada en una Calculadora de Beneficios CUBHIC 2.0 compatible con Excel y similares³. La hoja de cálculo acompaña por separado a este documento para aplicaciones de usuario con casos de prueba específicos. Las calculadoras

están implementadas con interfaces sencillas⁴ que permiten a las y los usuarios ingresar fácilmente datos de campo locales para simular instantáneamente los impactos de sus intervenciones. Las calculadoras incluyen parámetros predeterminados que se pueden calibrar o modificar utilizando información de monitoreo en el sitio del proyecto. De manera recíproca, la aplicación de la metodología CUBHIC 2.0 permite informar cuáles podrían ser los datos más críticos para diseñar sistemas de monitoreo relevantes en el sitio del proyecto.

Las ecuaciones utilizadas en este documento buscan ofrecer un resultado confiable, al tiempo que se busca minimizar la cantidad de datos de entrada requeridos. Si bien existen métodos de modelación hidrológica más complejos para simular los procesos hidrológicos y el transporte de sedimentos, por lo general estos requieren mediciones de campo, una calibración intensiva del modelo y una extensa experiencia del equipo modelador. CUBHIC 2.0 ofrece una versión simplificada —pero robusta— de modelación para el uso de un público interesado amplio.

¹ Foster, M. E., Chen, D., Kieser, M. S., & McLaughlin, D. B. (2019). CUBHIC: Metodologías de cuantificación de beneficios hidrológicos de intervenciones en cuencas. Forest Trends, Lima, Perú.

² Ochoa-Tocachi, B. F., Cuadros-Adriazola, J., Bonnesoeur, V., Román, F., & Gammie, G. (2022). CUBHIC 2.0: Presentación de Metodología. Forest Trends, Lima, Perú.

³ Ochoa-Tocachi, B. F., Cuadros-Adriazola, J., Bonnesoeur, V. (2022). CUBHIC 2.0: Calculadoras de Beneficios. Forest Trends, Lima, Perú.

⁴ Ochoa-Tocachi, B. F., Cuadros-Adriazola, J., Bonnesoeur, V. (2022). CUBHIC 2.0: Manual de Uso. Forest Trends, Lima, Perú.



Foto: Infraestructura Natural para la Seguridad Hídrica

Intervención evaluada

Construcción y recuperación de amunas

Las amunas (también llamado *mamanteo*) son una práctica ubicada a gran altitud en los Andes que consiste en la desviación de agua superficial a zonas de alta permeabilidad de suelos. Esta práctica existe desde la época preincaica y se ha mantenido hasta la actualidad en algunas cuencas, por ejemplo, en la sierra de Lima. Consiste principalmente en canales que derivan aguas superficiales de las cabeceras de cuencas hacia áreas de infiltración en las montañas durante la estación lluviosa, con el objetivo de incrementar el rendimiento y duración de manantiales ubicados aguas abajo⁵.

Se espera que la construcción y restauración o mejoramiento de sistemas de amunas se traduzca en un aumento de los caudales base asociados con la recarga de agua subterránea⁶. Estos canales de desviación de agua construidos en las laderas transportan el agua con poca pendiente desde una quebrada hacia una zona con alta capacidad de infiltración, por ejemplo, sobre rocas fracturadas. Después de un cierto tiempo, el agua infiltrada podría volver a aflorar aguas abajo en microestanques construidos (*qochas* o balsas) o en manantiales naturales desde donde podría extraerse para fines de riego agrícola, o podrá seguir su rumbo pendiente abajo hacia un río.

⁵ Ochoa-Tocachi, B. F., Bardales, J. D., Antiporta, J., Pérez, K., Acosta, L., Mao, F., Zulkafli, Z., Gil-Ríos, J., Angulo, O., Grainger, S., Gammie, G., De Bièvre, B., & Buytaert, W. (2019). *Potential contributions of pre-Inca infiltration infrastructure to Andean water security*. *Nature Sustainability*, 2: 584-593.

⁶ Kieser, M. S. & Fang, F. (2014). *Restoration of Amunas: Quantifying Potential Baseflow improvements*. Technical Primer by Kieser & Associates, LLC, Kalamazoo, Michigan USA, elaborado para Forest Trends, Washington, D.C., USA.

Calculando los beneficios



La metodología CUBHIC 2.0 realiza una cuantificación de beneficios potenciales sobre el caudal y la carga de sedimentos en una cuenca o sitio de estudio producto de intervenciones sobre la infraestructura natural². Se utiliza una aproximación conservadora⁷ del balance hídrico para simular la hidrología de los ecosistemas andinos y los impactos de las intervenciones, mientras que sigue siendo válido para otras regiones del mundo. Esta ecuación de balance hídrico divide el caudal total en tres componentes: escorrentía superficial, interflujo y caudal base. La escorrentía superficial resultante se utiliza para calcular la pérdida de suelo por erosión que aporta a la carga de sedimentos.

Para poder cuantificar los impactos de las intervenciones, se ejecutan las ecuaciones de balance hídrico y de pérdida de suelo para un escenario de línea base y para dos escenarios distintos de intervención. La línea base representa el antes (o escenario actual), mientras que los escenarios de intervención representan el después de la implementación.

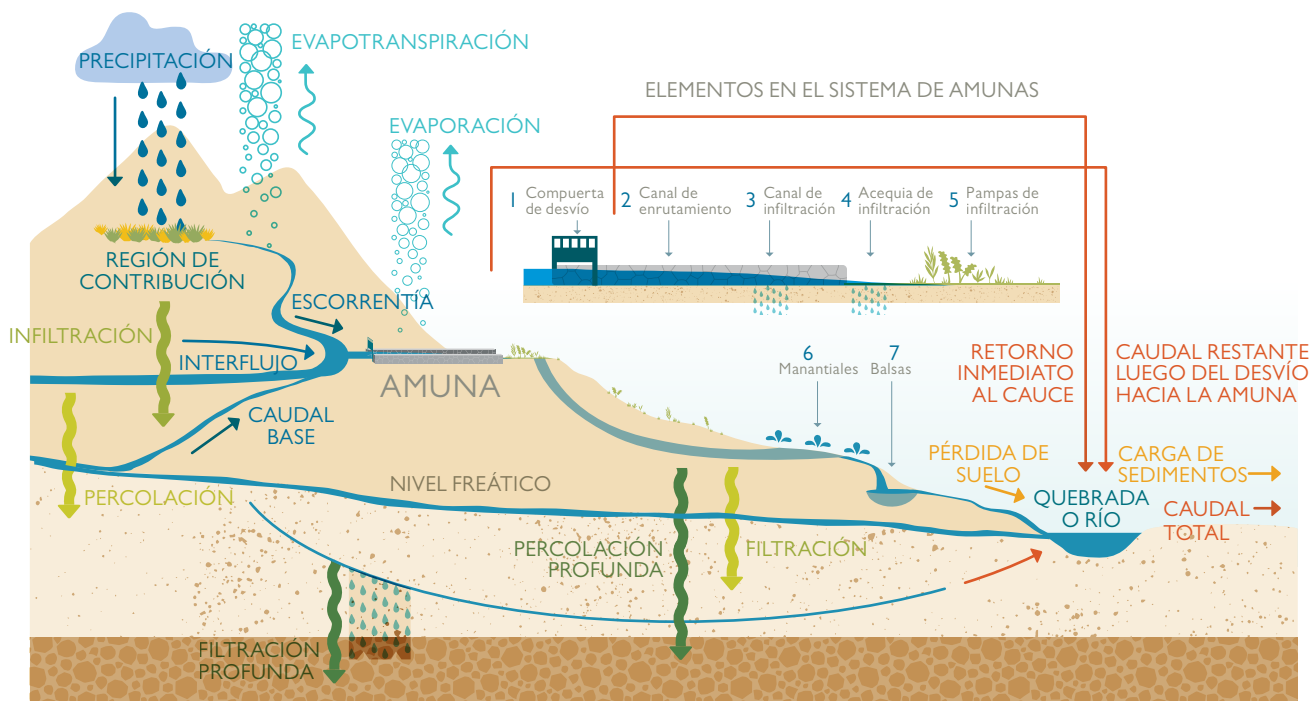
Múltiples escenarios pueden ser configurados para comparar diversos beneficios de las aplicaciones de las distintas intervenciones sobre la infraestructura natural. Cada escenario tiene un conjunto de entradas específicas para las condiciones que representa, lo que a su vez influye en las salidas del cálculo. Los diferentes escenarios proporcionan combinaciones de diferentes impactos y, en algunos casos, las salidas podrán evidenciar una pérdida de servicios ecosistémicos hídricos. Debido a que se evalúa un conjunto de medidas, las partes interesadas deben utilizar las capacidades comparativas de esta metodología para sopesar los beneficios o pérdidas producidas y, por último, el costo de cada escenario.

Este documento técnico presenta los detalles de los pasos de cálculo propuestos para cuantificar los impactos de la construcción y recuperación de amunas. Estos pasos se enfocan en dos conjuntos de ecuaciones primarias: una de balance hídrico y una de pérdida de suelo.

⁷ El término *conservador*, tal como se utiliza aquí, infiere que los beneficios estimados probablemente estén en el extremo inferior del rango de resultados previstos. Esta característica es una consecuencia del universo de beneficios que son factibles de cuantificar usando un método sencillo. Se busca no sobrestimar el valor potencial de la intervención y reconocer la incertidumbre asociada con los diversos supuestos metodológicos. Los estudios de campo locales ayudarán a minimizar esta incertidumbre para representar mejor los resultados esperados.

Ecuación de balance hídrico

Figura 1. Entradas y salidas de balance hídrico para la construcción y recuperación de amunas. Se distinguen 7 elementos en el sistema de amunas. 1: compuerta de desvío, 2: canal de enruta



Fuente: Adaptado de Ochoa-Tocachi et al.²⁸.

La precipitación que cae en un área determinada puede convertirse en escorrentía, retornar a la atmósfera a través de evapotranspiración, infiltrarse en el suelo para llenar los espacios en los poros, transformarse en interflujo o percolarse como agua subterránea. El agua que se percola en la superficie freática local puede fluir lateralmente como caudal base y alimentar el caudal total del curso de agua en evaluación, o recargar las aguas subterráneas de acuíferos profundos. Estos procesos hidrológicos se ilustran en la **Figura 1**.

La región de contribución genera un caudal total en un curso de agua, el cual es parcialmente desviado hacia el sistema de amunas (**Figura 1**). La estrategia se inicia con la captación del caudal de los ríos o quebradas en las temporadas de lluvias mediante bocatomas de piedra construidas en el lecho del cauce. Las aguas derivadas se transportan a través de canales de enrutamiento

construidos hacia áreas de alta infiltración. El agua infiltrada cumple un objetivo principal, el cual es incrementar y ampliar el caudal de los manantiales en temporadas de estiaje; de esta manera, incrementar el agua disponible que aflora en manantiales o pozos pequeños para su uso en las zonas ubicadas debajo de las áreas de infiltración durante gran parte del año.

Si estos canales no son impermeabilizados, es posible que el agua desviada del río se infiltre rápidamente cerca de la bocatoma del canal y sencillamente vuelva a ingresar al cauce como flujo superficial y no aporte agua a las áreas de infiltración más alejadas⁶. Reparaciones realizadas en el canal de desviación, así como la impermeabilización en la porción inicial del canal y la consolidación de las paredes, permiten incrementar el caudal en los canales que dirigen el agua hacia las pampas de infiltración, maximizando la eficiencia de la intervención.

Para el cálculo del balance hídrico de la región de contribución, la precipitación se puede representar mediante la siguiente ecuación:

$$P = q_o + ET + p + \Delta R_s$$

Donde:

- P: Precipitación (mm).
q_o: Escorrentía (mm).
ET: Evapotranspiración (mm).
p: Percolación (mm).
ΔR_s: Cambio en el contenido de humedad del suelo (mm).

En la metodología CUBHIC 2.0 es importante configurar los cálculos de los componentes del balance hídrico, de modo que se realicen en el siguiente orden:

- a. Calcular la escorrentía.
- b. Calcular la percolación.
- c. Calcular la evapotranspiración.
- d. Actualizar el balance hídrico en el suelo.

Escorrentía superficial

Uno de los métodos más prácticos y ampliamente utilizados para estimar la generación de escorrentía como indicador de regulación hidrológica es el método de Número de Curva (CN, siglas de *Curve Number*) del Soil Conservation Service de los Estados Unidos^{8,9}. CN es adimensional (no tiene unidades) y se puede determinar usando tablas de búsqueda combinando información de la cobertura de vegetación y uso del suelo, su estado (pobre, regular, bueno) y el grupo de suelos subyacente⁴.

El valor de CN está en un rango entre 0 a 100, donde 0 corresponde a una generación de escorrentía

nula (es decir, el suelo infiltra la cantidad total de agua). Un CN de 100 representa una generación de escorrentía con toda el agua de precipitación entrante (es decir, el suelo no tendría capacidad de retención e infiltración de agua). Mientras mejor sea el estado de conservación y la cobertura vegetal, menor es el CN para representar una mejor capacidad de infiltración y almacenamiento de agua en el suelo y baja generación de escorrentía superficial. Asimismo, mientras más degradado esté el suelo, o la cobertura y uso sean más intervenidos o en peores condiciones, el CN es más alto para representar la generación excesiva de escorrentía y poca capacidad de infiltración.

⁸ Soil Conservation Service (SCS) (1972). *National Engineering Handbook, Section 4: Hydrology*. Department of Agriculture, Washington D.C., USA.

⁹ American Society of Civil Engineers (ASCE) (2009). *Curve Number Hydrology: State of the Practice*. Reston, Virginia, USA.

Entonces, la esorrentía (q_o) generada en cada paso de tiempo (t) es:

$$\text{si } P_{(t)} > 0.05 \cdot S, \quad q_{o(t)} = \frac{(P_{(t)} - 0.05 \cdot S)^2}{P_{(t)} + 0.95 \cdot S}$$

Donde:

- t : Paso de tiempo (p.ej., día).
- $q_{o(t)}$: Esorrentía en el paso de tiempo actual (mm).
- $P_{(t)}$: Precipitación en el paso de tiempo actual (mm).
- S : Retención potencial máxima (mm), relacionada a CN por la ecuación:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254$$

Percolación

La humedad del suelo se modela como un reservorio que puede incrementarse con la precipitación y la infiltración y reducirse con la evapotranspiración, percolación profunda hacia las aguas subterráneas y salidas de interflujo. La humedad del suelo está limitada por dos entradas: capacidad de campo (fc) y punto de marchitez (wp). Estos valores

normalmente se representan como un porcentaje, y se multiplican por la profundidad de la capa de suelo para obtener un valor en milímetros. Durante cada paso de tiempo del balance hídrico, el agua del reservorio de contenido de humedad en el suelo que exceda la capacidad de campo se convierte en percolación:

$$p_{(t)} = \max(0, R_{s(t-1)} + P_{(t)} - q_{o(t)} - fc)$$

Donde:

- $p_{(t)}$: Percolación en el paso de tiempo actual (mm).
- $R_{s(t-1)}$: Contenido de humedad en el suelo en el paso de tiempo previo (mm).
- fc : Capacidad de campo (mm).

El agua que percola fuera de la capa de suelo modelada puede terminar tomando una de varias vías diferentes. Generalmente, puede viajar lateralmente como caudal base subsuperficial o descender como filtración a aguas subterráneas profundas. Casi toda el agua que sigue cualquiera de estas vías volverá a la superficie, aunque en diferentes tiempos que dependen de cuánto tardará el agua en resurgir. Los flujos subsuperficiales y subterráneos son procesos hidrogeológicos complejos que pueden ser difíciles de modelar. Es importante tener en cuenta que el agua percolada no debe considerarse como una pérdida.

Infiltración de agua en el suelo

El contenido de humedad actúa como una limitación para la evapotranspiración y la percolación. La evapotranspiración es limitada cuando el contenido de humedad está en o por debajo del punto de marchitez (w_p), mientras que la percolación es limitada cuando el contenido de humedad está por debajo de la capacidad de campo (f_c) del suelo. El contenido de humedad cambia constantemente a medida que la infiltración, la evapotranspiración, la percolación y la salida de interflujo actúan en el reservorio de contenido de humedad.

Calcular el contenido de humedad en intervalos de tiempo más frecuentes puede producir una salida más exacta. Debido a que el contenido de humedad limita la evapotranspiración y la percolación, la mayor precisión en el cálculo del contenido de humedad corresponderá a una mayor precisión en los cálculos de evapotranspiración y percolación. La evapotranspiración propiamente dicha cambia debido a la radiación solar (una función de la época del año) y la temperatura. En tal sentido, la precisión del cálculo de la evapotranspiración se podría beneficiar también de cálculos en intervalos de tiempo más frecuentes.

Este balance hídrico puede abordar rápidamente varios intervalos de tiempo, considerando que:

$$\Delta R_{s(t)} = R_{s(t)} - R_{s(t-1)} - q_{i(t-1)}$$

Donde:

- $\Delta R_{s(t)}$: Cambio en la humedad del suelo en el paso de tiempo actual (mm).
- $R_{s(t)}$: Contenido de humedad en el suelo en el paso de tiempo actual (mm).
- $q_{i(t-1)}$: Interflujo en el paso de tiempo previo (mm).

Entonces, la ecuación de balance hídrico puede reordenarse para calcular el contenido de humedad por paso de tiempo, así:

$$R_{s(t)} = R_{s(t-1)} + P_{(t)} - q_{o(t)} - ET_{(t)} - p_{(t)} - q_{i(t-1)}$$

Donde:

- $ET_{(t)}$: Evapotranspiración en el paso de tiempo actual (mm).



Foto: Infraestructura Natural para la Seguridad Hídrica

Cálculo de evapotranspiración

Índice de área foliar

La evapotranspiración está limitada por la temperatura, la humedad y el punto de marchitez. Estas limitaciones se simplifican de manera que la evapotranspiración: 1) no ocurre durante días en los que la temperatura media está por debajo de 0 °C; y, 2) no puede reducir el reservorio de contenido de humedad por debajo del punto de marchitez. La evapotranspiración se estima

calculando primero la evapotranspiración potencial (ET_p) o la evapotranspiración de referencia que representa la cantidad de evapotranspiración que el aire puede admitir. ET_p se multiplica entonces por un coeficiente r que depende del índice de área foliar (LAI) para calcular la cantidad de evapotranspiración que realmente ocurre:

$$\text{si } LAI \geq 3, \text{ entonces } r = 1$$

$$\text{caso contrario, } r = 0.35 \cdot \exp(0.35 \cdot LAI)$$

Este coeficiente es utilizado a través de una función que limita la evapotranspiración en función del agua disponible en el suelo, es decir, el exceso de agua en el suelo por sobre el punto de marchitez (wp):

$$ET_{(t)} = \min \left(ET_{P(t)} \cdot r, 0.8(R_{s(t-1)} + P_{(t)} - q_{o(t)} - p_{(t)} - wp) \right)$$

Donde:

- $ET_{P(t)}$: Evapotranspiración potencial en el paso de tiempo actual (mm).
- r : Coeficiente que depende del índice área foliar (LAI) (adimensional).
- wp : Punto de marchitez (mm).

¹⁰ Priestley, C. H. B. & Taylor, R. J. (1972). On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation using Large-scale Parameters. Monthly Weather Review, 100: 81-92.

¹¹ Neitsch, S. L., Arnold, J. G., Kiniry, J. R. & Williams, J. R. (2011). Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation Version 2009. Texas Water Resources Institute.

Evapotranspiración potencial

ET_p se calcula aquí aplicando el método de Priestley-Taylor¹⁰, una serie de cálculos que se describen en la documentación del modelo SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*¹¹). El método de Priestley-Taylor puede ser escrito como:

$$ET_p = \frac{\alpha_{etp} \cdot \Delta}{\lambda \cdot (\Delta + \gamma)} (H_{net} - G)$$

$$\Delta = \frac{4098 \cdot e_0}{(T + 237.3)^2}$$

$$e_0 = \exp\left(\frac{16.78 \cdot T - 116.9}{T + 237.3}\right)$$

Donde:

- α_{etp} : Coeficiente (1.26).
 Δ : Pendiente de la curva temperatura-presión de saturación (kPa/°C).
 T : Temperatura media diaria (°C).
 e_0 : Presión de vapor de saturación (kPa).
 λ : Calor latente de vaporización (MJ/kg).
 γ : Constante psicométrica (kPa/°C).
 H_{net} : Radiación neta diaria (MJ/m2d).
 G : Densidad del flujo calorífico hacia el terreno (MJ/m2d).
Esta es mínima y, a los efectos de este documento, puede asumirse que es 0.

Radiación solar

Las ecuaciones para la radiación pueden ser complejas y, a los efectos de este marco de trabajo, la radiación se representará por medio de ecuaciones del modelo SWAT (capítulos 1.1 y 2.2) y pueden en general describirse así¹²:

$$H_{net} = (1 - \alpha) \cdot H_{sw} + H_{lw}$$

Donde:

- α : Albedo (fracción adimensional entre 0 y 1); para obtener una lista de valores de albedo para diferentes tipos de terreno y vegetación, se puede consultar una tabla de búsqueda¹².
 H_{sw} : Radiación solar de onda corta.
 H_{lw} : Radiación solar de onda larga.

¹² Gao, F. et al. (2005). *MODIS bidirectional reflectance distribution function and albedo Climate Modeling Grid products and the variability of albedo for major global vegetation types*. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 110: D01104.

La radiación de onda larga, tal como se utiliza en las ecuaciones SWAT, es una función de la temperatura y de la cobertura de nubes. Las numerosas ecuaciones que SWAT describe pueden simplificarse en una sola ecuación¹³, de manera que:

$$H_{lw} = \frac{c}{0.8} (0.00376 \cdot T^2 - 0.0516 \cdot T - 6.967)$$

Donde:

- c: Fracción de la cobertura nubosa adimensional (0.5 – 0.8), que es más baja en caso de una cobertura nubosa más densa y es más alta en caso de que no haya una cobertura de nubes. Si no se cuenta con datos sobre la cobertura nubosa, puede utilizarse un valor medio de 0.65.
- T: Temperatura media diaria (°C).

La radiación de onda corta, tal como se utiliza en las ecuaciones SWAT, es una función de la latitud, el día juliano y la cobertura de nubes. Estas ecuaciones pueden utilizarse tal como se describe en la documentación de SWAT. En su lugar pueden utilizarse las simplificaciones obtenidas empíricamente que se describen a continuación¹⁴:

$$H_{sw} = \frac{c}{0.8} (a \cdot \delta^2 + b \cdot \delta + d)$$

Donde:

- a: Coeficiente $a = 7.6 \cdot 10^{-7} \phi^4 + 0.00607 \cdot \phi^2 - 14.639$.
- b: Coeficiente $b = -3.83 \cdot 10^{-5} \phi^3 + 0.805 \cdot \phi$.
- d: Coeficiente $d = -0.0042 \cdot \phi^2 + 29.913$.
- ϕ : Latitud (°), positivo si es latitud norte y negativo si es latitud sur.
- δ : Declinación solar, $\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi(\text{día}-82)}{365}\right)$, donde el día es día juliano, es decir, al 1 de enero le corresponde el valor de 1 y sucesivamente.

Evapotranspiración real

Si bien estas ecuaciones ofrecen una estimación adecuada de la evapotranspiración en la zona de estudio, un análisis de sensibilidad de la metodología CUBHIC determinó que es recomendable utilizar datos de evapotranspiración más precisos¹³. Esto se puede lograr utilizando mediciones de variables climáticas o estaciones meteorológicas cercanas, o productos procesados específicos para el cálculo de la evapotranspiración como datos climáticos de entrada. Una de las bases de datos recomendadas para este fin es PISCO Evapotranspiración, generada por el SENAMHI y el proyecto INSH¹⁴.

¹³ Ochoa-Tocachi, B. F. (2020). Análisis de sensibilidad de las metodologías CUBHIC. Forest Trends, Lima, Perú.

¹⁴ Huerta, A., Bonnesoeur, V., Cueros-Adriazola, J., Gutierrez, L., Ochoa-Tocachi, B. F., Román-Dañobeytia, F., & Lavado-Casimiro, W. (2021). A reference evapotranspiration gridded database based on FAO penman-monteith in Peru during 1981-2016. Forest Trends, Lima, Perú. Datos disponibles en: https://figshare.com/collections/A_reference_evapotranspiration_gridded_database_based_on_FAO_Penman-Monteith_in_Peru_during_1981-2016/5633182

Enrutamiento de caudal

Interflujo

Luego del cálculo de la percolación, el agua almacenada en el suelo puede generar también interflujo (flujo subsuperficial en la zona no saturada) en función del agua disponible en el suelo, es decir, el exceso de agua en el suelo por sobre el punto de marchitez (wp). El interflujo (q_i) se calcula utilizando una ecuación exponencial¹⁵:

$$q_{i(t)} = (R_{s(t)} - wp) \cdot (1 - \exp(-\alpha_i))$$

Donde:

$q_{i(t)}$: Interflujo en el paso de tiempo actual (mm).
 α_i : Coeficiente de interflujo (1/día).

El coeficiente α_i depende del tiempo de residencia del interflujo definido en los parámetros de entrada y se calcula como:

$$\alpha_i = \frac{\ln 2}{\tau_i}$$

Donde:

τ_i : Tiempo de residencia del interflujo (día).

La forma de esta ecuación representa que en cada intervalo de tiempo τ_i el reservorio de agua en el suelo sería vaciado a la mitad debido a la salida de interflujo, si es que no se producen ingresos nuevos de agua por infiltración, por ejemplo, durante periodos prolongados de sequía o de estiaje.

Reservorio subsuperficial

La percolación profunda (p), a su vez, alimenta un reservorio de agua subsuperficial (R_b):

$$R_{b(t)} = R_{b(t-1)} + p(t) - q_{b(t-1)}$$

Donde:

$R_{b(t)}$: Volumen en el reservorio subsuperficial en el paso de tiempo actual (mm).
 $R_{b(t-1)}$: Volumen en el reservorio subsuperficial en el paso de tiempo previo (mm).
 $q_{b(t-1)}$: Caudal base en el paso de tiempo previo (mm).

¹⁵ Ochoa-Tocachi, B. F., Alemie, T. C., Guzman, C. D., Tilahun, S. A., Zimale, F. A., Buytaert, W., & Steenhuis, T. S. (2019). Sensitivity analysis of the parameter-efficient distributed (PED) model for discharge and sediment concentration estimation in degraded humid landscapes. *Land Degradation and Development*, 30: 151-165.

El reservorio subsuperficial representa el acuífero de almacenamiento de agua profundo que aporta caudal base al curso de agua en evaluación. No necesariamente toda la percolación es almacenada localmente y genera caudal base. Una parte de la percolación penetra más interiormente y recarga los acuíferos regionales más profundos. Como ya se mencionó, los flujos subsuperficiales y subterráneos son procesos hidrogeológicos complejos que pueden ser difíciles de modelar. Sin embargo, la recarga de agua hacia las capas subterráneas más profundas no debería considerarse necesariamente como una pérdida de agua.

Caudal base

El agua almacenada en el reservorio subsuperficial puede generar caudal base (flujo subterráneo en la zona saturada) en función del agua disponible en el acuífero que drena por gravedad, es decir, el exceso de agua por sobre la capacidad de campo (f_c). El caudal base (q_b) se calcula utilizando una ecuación exponencial¹⁵:

$$q_{b(t)} = (R_{b(t)} - f_c) \cdot (1 - \exp(-\alpha_b))$$

Donde:

$q_{b(t)}$: Caudal base en el paso de tiempo actual (mm).
 α_b : Coeficiente de caudal base (1/día).

El coeficiente α_b depende del tiempo de residencia del caudal base definido en los parámetros de entrada y se calcula como:

$$\alpha_b = \frac{\ln 2}{\tau_b}$$

Donde:

τ_b : Tiempo de residencia del caudal base (día).

La forma de esta ecuación representa que en cada intervalo de tiempo τ_b el reservorio de agua subsuperficial sería vaciado a la mitad debido a la salida de caudal base, si no se produjeran ingresos nuevos de agua por percolación profunda, por ejemplo, durante periodos prolongados de sequía o de estiaje.

Caudal total

El caudal total simulado (Q_{sim}) se calcula sumando la escorrentía superficial (q_o), el interflujo (q_i) y el caudal base (q_b):

$$Q_{sim(t)} = q_o(t) + q_i(t) + q_b(t)$$

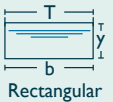

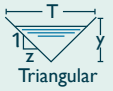
Donde:

$Q_{sim(t)}$: Caudal total simulado en el paso de tiempo actual (mm).

Desviación de agua hacia las amunas

A partir de la generación de caudal total simulado (Q_{sim}) se determina la cantidad de agua que puede ser desviada al canal de la amuna. Este caudal de desvío (q_{am}) depende de sus características hidráulicas, determinadas por sus dimensiones geométricas (**Tabla 1**) y el material del que está construido (**Tabla 2**).

Tabla 1. Posibles secciones hidráulicas transversales para los canales de amunas. Fuente: Antiporta, Arapa & Bonnesoeur¹⁶.

Tipo de selección	Área A (m ²)	Perímetro mojado P (m)	Radio Hidráulico Rh (m)	Espejo de agua T (m)
 Rectangular	by	$b+2y$	$\frac{by}{b+2y}$	b
 Trapezoidal	$(b+zy)y$	$b+2y\sqrt{1+z^2}$	$\frac{(b+zy)y}{b+2y\sqrt{1+z^2}}$	$b+2zy$
 Triangular	zy^2	$2y\sqrt{1+z^2}$	$\frac{zy}{2\sqrt{1+z^2}}$	$2zy$

$$q_{am(t)} = \begin{cases} \text{si } Q_{sim(t)} - q_{min} \leq 0, & \text{entonces } q_{am(t)} = 0 \\ 0 < Q_{sim(t)} - q_{min} \leq q_{max}, & \text{entonces } q_{am(t)} = Q_{sim(t)} - q_{min} \\ \text{si } Q_{sim(t)} - q_{min} > q_{max}, & \text{entonces } q_{am(t)} = q_{max} \end{cases}$$

Donde:

t: Paso de tiempo (p.ej., día).

$q_{am(t)}$: Caudal desviado hacia la amuna en el paso de tiempo t (mm).

$Q_{sim(t)}$: Caudal total simulado en el paso de tiempo t (mm).

q_{min} : Caudal ecológico mínimo en el cauce (mm).

q_{max} : Caudal máximo en el canal de amuna (mm).

El caudal ecológico mínimo (q_{min}) que se deja en el cauce y que no se desvía hacia el canal de amuna tiene por objeto garantizar la cantidad y temporalidad necesarias para balancear las necesidades ecológicas y humanas¹⁷. En la calculadora de beneficios CUBHIC 2.0 este valor es ingresado por el usuario en unidades de l/s, las cuales son convertidas en mm/día usando el área del proyecto.

¹⁶ Antiporta, J., Arapa, E., & Bonnesoeur, V. (2020). CUBHIC: Metodologías de cuantificación de beneficios hidrológicos de intervenciones en cuencas: Construcción, Reparación y Mejoramiento de Amunas. Forest Trends, Lima, Perú.

¹⁷ Rosero-López D, et al. (2019). Streamlined eco-engineering approach helps define environmental flows for tropical Andean headwaters. Freshwater Biology, 64: 1315–1325.

El caudal máximo que puede ser desviado al canal de amuna se calcula usando las características geométricas y de rugosidad del canal:

$$q_{max} = \frac{1000 \cdot 3600 \cdot 24}{\text{área} \cdot 10000} \cdot A_{am} \cdot v_{max}$$

Donde:

- área: Área total de la zona de estudio del proyecto (ha).
 A_{am} : Área de sección transversal del canal de amuna (m²) (**Tabla I**).
 v_{max} : Velocidad del agua máximo en el canal de amuna (m/s):

$$v_{max} = C \sqrt{R_h \cdot S_0}$$

Donde:

- C: Coeficiente de Chézy (m^{1/2}/s).
 R_h : Radio hidráulico (m) (**Tabla I**).
 S_0 : Pendiente del fondo del canal (m/m):

$$S_0 = \frac{H_o - H_f}{L_{am}}$$

Donde:

- H_o : Altitud de la bocatoma del canal de amuna (m snm).
 H_f : Altitud del final del canal de amuna (m snm).
 L_{am} : Longitud del canal de amuna (m).

El coeficiente de Chézy se puede calcular en base a un coeficiente rugosidad n (Tabla 2), el cual depende del material en el que está fabricado el canal de amuna y que determina la fricción que ocurre entre el agua que circula por el canal y su superficie:

$$C = \frac{\left(23 + \frac{1}{n} + \frac{0.00155}{S_0}\right)}{1 + \left(23 + \frac{0.00155}{S_0}\right) \cdot \frac{n}{\sqrt{R_h}}}$$

Donde:

- n: Rugosidad de Chézy del canal de amuna (**Tabla 2**).

Tabla 2. Valores de rugosidad n de Chzy y factor de retorno inmediato al cauce F_{ret} según material del canal de amuna.

Valores del coeficiente de rugosidad n de Chézy y F_{ret}

Material	n	F_{ret}
Mampostería de piedra bruta	0.020	25%
Mampostería de piedras rectangulares	0.017	20%
Mampostería de ladrillos, sin revestido	0.015	15%
Mampostería de ladrillo, revestida	0.012	10%
Canales de concreto, terminación ordinaria	0.014	5%
Canales de concreto, con revestimiento liso	0.013	0%
Canales con revestimiento muy liso	0.010	10%
Canales de tierra en buenas condiciones	0.025	25%
Canales de tierra con plantas acuáticas	0.035	35%
Canales irregulares y muy mal conservados	0.040	45%
Conductos de madera cepillada	0.011	5%
Barro (vitrificado)	0.013	0%

Fuente: Elaboración propia.

El caudal desviado hacia el canal de amuna puede sufrir diversas pérdidas producto de (i) retorno inmediato de caudal al cauce original (L_{ret}), (ii) pérdidas por evapotranspiración en el área de infiltración (LET) y (iii) pérdidas por percolación profunda al acuífero subterráneo (L_p)⁵:

$$L_{ret(t)} = F_{ret} \cdot q_{am(t)}$$

Donde:

$L_{ret(t)}$: Retorno de agua inmediato al cauce por infiltración (mm).
 F_{ret} : Porcentaje de agua que vuelve inmediatamente al cauce (%) (**Tabla 2**).

$$L_{ET(t)} = ET_{P(t)} \cdot \frac{A_i}{\text{área}}$$

Donde:

$L_{ET(t)}$: Pérdidas por evaporación en área de infiltración (mm).
 $ET_{P(t)}$: Evapotranspiración potencial en área de infiltración (mm).
 A_i : Área de pampa de infiltración (ha).

$$L_{p(t)} = r_a \cdot \frac{A_p}{\text{área}}$$

Donde:

$L_{ET(t)}$: Pérdidas por percolación profunda al acuífero subterráneo (mm).
 r_a : Tasa de recarga del acuífero profundo por percolación (mm).
 A_p : Área de percolación profunda (ha).

La metodología de cálculo de los componentes de caudal, dada la desviación de agua hacia la amuna, considera la siguiente prelación: el caudal desviado hacia la amuna es, primero, extraído de la escorrentía superficial, luego del interflujo y, finalmente, del caudal base. Esto permite que los caudales que ocurren más rápidamente en el cauce sean los primeros en ser ingresados al canal de desvío de la amuna. El caudal restante en el curso de agua, luego de la desviación hacia el canal de amuna y dado algún retorno de agua inmediato, es:

$$Q_{sim_r}(t) = Q_{sim}(t) - q_{am}(t) + L_{ret}(t)$$

Donde:

$Q_{sim_r}(t)$: Caudal total restante en el cauce luego de la desviación a la amuna (mm).

La percolación adicional (p_{am}) producida por el efecto del agua desviada hacia la amuna es:

$$p_{am}(t) = \max(0, q_{am}(t) - L_{ret}(t) - L_{ET}(t) - L_p(t))$$

Donde:

$p_{am}(t)$: Percolación adicional producida por la amuna (mm).

Y la percolación total después de la amuna (p_2) es:

$$p_2(t) = p(t) + p_{am}(t)$$

Donde:

$p_2(t)$: Percolación total después de la amuna en el paso de tiempo t (mm).

$p(t)$: Percolación antes de la amuna en el paso de tiempo t (mm).

La percolación adicional producida por el agua desviada por la amuna alimenta el reservorio de agua subsuperficial (R_{b2}) de la pampa de infiltración:

Donde:

$R_{b2}(t)$: Reservorio subsuperficial de la amuna en el paso de tiempo actual (mm).

$R_{b2}(t-1)$: Reservorio subsuperficial de la amuna en el paso de tiempo previo (mm).

$q_{bam}(t-1)$: Caudal base producido por la amuna en el paso de tiempo previo (mm).

Este reservorio subsuperficial representa el acuífero de almacenamiento de agua profundo que es alimentado por la amuna. El agua almacenada genera caudal base adicional en función del agua disponible en el acuífero que drena por gravedad, es decir, el exceso de agua por sobre la capacidad de campo (fc). El caudal base (q_b) se calcula utilizando una ecuación exponencial¹⁵:

$$q_{bam}(t) = (R_{b2}(t) - fc) \cdot (1 - \exp(-\alpha_{am}))$$

Donde:

$q_{bam}(t)$: Caudal base producido por la amuna en el paso de tiempo actual (mm).

α_{am} : Coeficiente de caudal base del agua infiltrada por la amuna (l/día).

El coeficiente α_{am} depende del tiempo de residencia medio del agua infiltrada por la amuna definido en los parámetros de entrada y se calcula como:

$$\alpha_{am} = \frac{\ln 2}{\tau_{am}}$$

Donde:

τ_{am} : Tiempo de residencia medio del agua infiltrada por la amuna (día).

La forma de esta ecuación representa que en cada intervalo de tiempo τ_{am} el reservorio de agua subsuperficial alimentado por la amuna sería vaciado a la mitad debido a la salida de caudal base hacia los manantiales pendiente abajo, cuando no se producen ingresos nuevos de agua por la amuna. El tiempo de residencia medio del agua infiltrada por la amuna puede determinarse en campo mediante experimentos de trazadores⁵, inyectando trazador en el canal de amuna y midiendo el tiempo que le toma al trazador resurgir en los manantiales pendiente abajo y analizando la distribución de esta salida en el tiempo (puntos IT: inyección de trazador; y MT: muestreo de trazador; en la **Figura 1**).

El caudal base total después de la amuna (q_{b2}) es:

$$q_{b2}(t) = q_{b_r}(t) + q_{b_{am}}(t)$$

Donde:

$q_{b2}(t)$: Caudal base total después de la amuna en el paso de tiempo t (mm).

$q_{b_r}(t)$: Caudal base restante en el cauce luego de la desviación de la amuna (mm).

Y el caudal total simulado (Q_{sim2}) luego del efecto de la amuna se calcula sumando el volumen de caudal total restante en el cauce (Q_{sim_r}) y el caudal base adicional (q_{bam}):

$$Q_{sim2}(t) = Q_{sim_r}(t) + q_{b_{am}}(t)$$

Donde:

$Q_{sim2}(t)$: Caudal total simulado después de la amuna en el paso de tiempo t (mm).

La evapotranspiración total después de la amuna (ET_{am}) es:

$$ET_{am}(t) = ET_{(t)} + L_{ET}(t)$$

Donde:

$ET_{am}(t)$: Evapotranspiración total después de la amuna en el paso de tiempo t (mm).

$ET_{(t)}$: Evapotranspiración antes de la amuna en el paso de tiempo t (mm).

Los resultados de caudal total simulado después de la amuna también pueden ser comparados con datos de caudal observados en campo para calibrar el modelo hidrológico. Es decir, la calculadora de beneficios CUBHIC 2.0 – amunas permite la calibración antes de la amuna (utilizando el escenario de línea base) y después de la amuna (utilizando el escenario 1). Ambas calibraciones, y especialmente la posterior a la amuna, son opcionales y no impiden la utilización de las calculadoras de beneficios en caso de que no existan datos observados.

Ecuación de pérdida de suelo

Las ecuaciones de pérdida de suelos utilizan la esorrentía restante en el cauce luego de la desviación de la amuna ($q_{o,r}$) para cuantificar la carga y concentración de sedimentos y así ofrecer una estimación del potencial de las amunas para reducir la erosión.

Ecuación USLE

La pérdida de suelos asociada con la esorrentía terrestre a menudo se calcula a partir de ecuaciones de estimación desarrollados originalmente en los Estados Unidos durante las últimas décadas. Desde entonces, se han utilizado en otras aplicaciones internacionales. Estas ecuaciones se basan en la ecuación universal de pérdida de suelo (USLE, por sus siglas en inglés) o una variación de esta, como MUSLE, MUST, o USLE-M. Estas variaciones se han desarrollado para mejorar la precisión de la ecuación USLE debido a su tendencia a sobreestimar la pérdida de suelo para pequeños eventos de precipitación y subestimar la pérdida de suelo para grandes eventos de precipitación¹⁸.

Estas variaciones de la ecuación USLE introducen un componente a la ecuación que toma en

cuenta la esorrentía. MUSLE y MUST son utilizados por modelos hidrológicos populares como SWAT y APEX (Agricultural Policy/Environmental Extender Model), pero no son aptos para evaluaciones de intervenciones sobre la infraestructura natural escasas en datos debido a la mayor demanda de entradas adicionales y a la complejidad de los cálculos requeridos¹⁹. La ecuación USLE-M requiere solo entradas estándar de la ecuación USLE, así como los volúmenes de esorrentía y precipitación ya necesarios para la ecuación de balance hídrico propuesta en las metodologías CUBHIC. Si bien el modelo SWAT no es usado en este documento, algunos de sus cálculos relevantes (p.ej., factores $L \cdot S$ y evapotranspiración) sí lo son²⁰.

¹⁸ Kinnell, P. I. A. (2005). *Why the Universal Soil Loss Equation and the Revised Version of it do not Predict Event Erosion Well*. Hydrological Processes, 19: 851–854.

¹⁹ Foster, M. E., Chen, D., & Kieser, M. S. (2019). Crosscut Analysis of Quantification Methodologies for Intervention-Benefits. Final Technical Memorandum by Kieser & Associates, LLC, Kalamazoo, Michigan USA, elaborado para Forest Trends, Washington, D.C., USA.

²⁰ Texas A&M University (2019). Soil & Water Assessment Tool (SWAT). Disponible en: <https://swat.tamu.edu/software/>.

La ecuación USLE estándar es la siguiente²¹:

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C$$

Donde:

- A: Pérdida de suelo (ton/ha).
- R: Factor de erodabilidad por acción de la lluvia (MJ mm/ha h).
- K: Factor de erodabilidad del suelo (t h / MJ mm).
- L: Factor de longitud de la pendiente (adimensional).
- S: Factor de inclinación de la pendiente (adimensional).
- C: Factor de gestión de la cubierta (adimensional).

Ecuación USLE-M

La ecuación USLE-M es como se indica a continuación²²:

$$A = R_{UM} \cdot K_{UM} \cdot LS \cdot C$$

Donde:

- K_{UM} : Factor ajustado de erodabilidad del suelo (USLE-M).
- R_{UM} : Factor de erodabilidad por acción de la lluvia (USLE-M),

$$R_{UM} = \frac{R \cdot q_{or}}{P}$$

y:

- q_{or} : Escorrentía luego del efecto de la amuna (mm).
- P: Precipitación (mm).

La ecuación USLE-M se desarrolló bajo las mismas condiciones experimentales que se utilizaron para desarrollar la ecuación USLE. Los factores L, S y C no tienen unidades y tienen un valor de uno (1) bajo ciertas condiciones experimentales. El factor A es igual para la ecuación USLE y para USLE-M para cualquier terreno bajo estas condiciones. Algún ajuste que se haga a R debe ser compensado por un ajuste que se haga a K, de forma que²³:

$$A = R \cdot K = R_{UM} \cdot K_{UM}$$

$$K_{UM} = \frac{K \cdot R}{R_{UM}}$$

²¹ Renard, K. G., Foster, G. R., Weesies, G. A., McCool, D. K., & Yoder, D. C. (1997). *Predicting Soil Erosion by Water: a Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*. Vol. 703. Departamento de Agricultura de Estados Unidos de América. Washington, D.C., USA.

²² Kinnell, P. I. A. & Risse, L. M. (1998). *USLE-M: Empirical modeling rainfall erosion through runoff and sediment concentration*. Soil Science Society of America Journal 62: 1667-1672.

²³ Kinnell, P. I. A. (1998). *Converting USLE soil erodibilities for use with the QREI30 index*. Soil and Tillage Research 45: 349-357.

El factor R depende del volumen e intensidad de la precipitación, así como de los cambios entre un evento y otro. Por lo tanto, para hallar K_{UM} para una ubicación donde K, R, q_o y P son conocidos, K_{UM} podrá calcularse así:

$$K_{UM} = K \frac{\sum_1^n R}{\sum_1^n R_{UM}}$$

Donde:

n: Número de eventos de precipitación que están disponibles para el factor R.

Factor R

Para un evento de tormenta individual, el factor R puede determinarse así^{21,24} :

$$K_{UM} = K \frac{\sum_1^n R}{\sum_1^n R_{UM}}$$

Donde:

- I_{30} : Intensidad máxima de la precipitación en un intervalo de 30 minutos (mm/h) durante una tormenta.
- m: Partes en las que se divide una tormenta, donde cada parte es una intensidad de precipitación constante.
- V_m : Precipitación (mm) durante la parte m.
- e_m : Energía unitaria durante la parte m:

$$e_m = 0.29 \cdot (1 - 0.72 \cdot \exp(-0.05 \cdot i_m))$$

siendo:

- i_m : Intensidad de la precipitación (mm/h) durante la parte m.

²⁴ Para Perú, SENAMHI ha trabajado en un producto disponible: <https://idesep.senamhi.gob.pe/dhi-idf/>

Dado que la ecuación requiere una resolución temporal alta de datos de precipitación (intradiaria), es posible que los usuarios tengan dificultades de escasez de datos. Usualmente los datos de precipitación más accesibles están disponibles en intervalos temporales de 24 horas. Por lo tanto, el balance hídrico utilizado en este documento, y en el método de número de curva SCS que emplea para calcular la escorrentía, funciona con este paso de tiempo de 24 horas. El método de número de curva SCS se desarrolló utilizando distribuciones de tormenta de diseño de 24 horas²⁵. Cuando se aplica esta distribución de tormenta a un valor de precipitación de 24 horas, el factor R puede calcularse aplicando únicamente el valor de precipitación de 24 horas²⁶. Al repetir este método para distintas profundidades de precipitación, se estableció la siguiente relación:

$$R = 0.0526 \cdot P^{2.218}$$

Puesto que $RUM = R \cdot \frac{q_{or}}{P}$, las dos ecuaciones pueden simplificarse de manera que:

$$R_{UM} = 0.0526 \cdot q_{or} \cdot P^{1.218}$$

Factor K

Es importante señalar que normalmente los factores K para la ecuación USLE se encuentran en unidades del sistema imperial, habitualmente utilizado en los Estados Unidos, en contraposición con las unidades métricas que se utilizan en el Sistema Internacional (SI). Los factores K utilizados en el sistema imperial de unidades deben multiplicarse por 0.1317 para obtener la ecuación USLE-M en unidades métricas²⁷. Este ajuste debe efectuarse de manera adicional al que se requiere para convertir USLE K a KUM, tal como se describió anteriormente.

El factor K puede calcularse si el tamaño del diámetro medio de las partículas está disponible (lo que puede estimarse si se conoce el tipo de suelo) con la siguiente ecuación²⁸:

$$K = 0.0258 + 0.308 \cdot \exp\left(\frac{\log(d_p) + 1.659}{1.004}\right)^2$$

Donde:

d_p : Diámetro medio de las partículas (mm).

A manera de ejemplo, asumiendo que el diámetro medio de las partículas de suelo es 0.01, el factor K sería 0.30. Asumiendo que $\sum R=32$ y $\sum R_{UM}=8$, el K ajustado sería 4. El factor métrico KUM sería entonces $0.1317 \cdot 4 \cdot 0.30=0.158$.

²⁵ USDA-NRCS (2004). *National engineering handbook: Part 630 – Hydrology*. USDA Soil Conservation Service. Washington, D.C., USA.

²⁶ Froehlich, D. C. (2009). NRCS design storm erosivity. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 135: 76-86.

Foster, G. R., McCool, D. K., Renard, K. G. &

²⁷ Foster, G. R., McCool, D. K., Renard, K. G. & Moldenhauer, W. C. (1981). *Conversion of the universal soil loss equation to SI metric units*. *Journal of Soil and Water Conservation*, 36: 355-359.

²⁸ Benavidez, R., Jackson, B., Maxwell, D. & Norton, K. (2018). *A review of the (Revised) Universal Soil Loss Equation ((R) USLE): With a view to increasing its global applicability and improving soil loss estimates*. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22: 6059-6086.

Factores L·S

Los factores L y S pueden considerarse juntos como un solo factor topográfico calculado así¹¹:

$$L \cdot S = \left(\frac{\lambda}{22.1} \right)^m \cdot (65.41 \cdot \sin^2 \theta + 4.56 \cdot \sin \theta + 0.065)$$

Donde:

λ : Longitud de la pendiente (m).

m: Factor de potencia:

$$m = 0.6 \cdot (1 - \exp(-35.835 \cdot s))$$

siendo:

θ : Ángulo de la pendiente en radianes:

$$\theta = \arctan s$$

y:

s: Pendiente (m/m).

La longitud de la pendiente cambia con frecuencia a lo largo de una pendiente, así como a través de la cuenca. Puede resultar difícil realizar un cálculo con precisión usando un software de teledetección y, con frecuencia, no es factible llevar a cabo la medición en campo. Se puede asumir un valor de 22.1 por defecto¹, prácticamente eliminando el primer término de la ecuación L·S.

Factor C

El factor C de gestión de la cobertura es un coeficiente adimensional de la ecuación USLE que va de 0 a 1, y está determinado por el tipo y densidad de la vegetación y material que está presente en la zona de estudio. Vegetación más densa y más alta, así como una capa de hojas más gruesa o residuos en el terreno, guardan correspondencia con factores C más bajos.

Factores C, por lo general, se calculan usando el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI, por sus siglas en inglés) o a través de tablas de búsqueda. Benavidez *et al.*²⁸ presentan un resumen excepcional de diversos métodos que pueden ser utilizados fuera de Estados Unidos. A diferencia del factor K, el factor C no requiere ajustes métricos para la ecuación USLE-M.

Ecuación simplificada

La mayoría de los componentes de USLE-M no son variables entre los pasos de tiempo y pueden considerarse constantes una vez establecidos para una ubicación determinada. Estos se pueden condensar en una sola constante para simplificar la ecuación utilizada durante los pasos de tiempo, de manera que:

$$A = U \cdot q_{or} \cdot P^{1.218}$$

Donde:

$$U = 0.0526 \cdot K_{UM} \cdot L \cdot S \cdot C$$

Concentración de sedimentos

La concentración de sedimentos en el agua (c_{sim}) se calcula dividiendo la carga de sólidos por pérdida de suelo (A) para el caudal total simulado (Q_{sim2}), y realizando la conversión de unidades correspondiente¹⁵:

$$c_{sim(t)} = 1E5 \cdot \frac{A_{(t)}}{Q_{sim2(t)}}$$

Donde:

$c_{sim(t)}$: Concentración de sedimentos simulada en el paso de tiempo actual (g/m³).

$A_{(t)}$: Pérdida de suelo en el paso de tiempo actual (ton/ha).

$Q_{sim2(t)}$: Caudal total simulado en el paso de tiempo actual (mm).

Costos de escenario por intervención

La implementación de amunas considera costos de (i) remoción de vegetación, (ii) excavación e (iii) impermeabilización de los canales.

Los costos de remoción de vegetación se calculan determinando el área plana que ocupa el canal de amuna, utilizando la longitud del canal (L_{am}) y el ancho superior del canal (T), y los costos de remoción de vegetación:

$$D_{rem} = \frac{T}{100} \cdot L_{am} \cdot costo_{rem}$$

Donde:

D_{rem} : Costos de remoción de vegetación de los canales (USD).

T: Ancho superior del canal de amuna T (cm).

$costo_{rem}$: Costo unitario de remoción de vegetación (USD/m²).

El volumen de excavación del canal de amuna se calcula utilizando el área de la sección transversal (A_{am}) y la longitud del canal (L_{am}), de lo cual se desprenden los costos de excavación:

$$V_{exc} = A_{am} \cdot L_{am}$$

$$D_{exc} = V_{exc} \cdot costo_{exc}$$

Donde:

D_{exc} : Costos de excavación de los canales (USD).

V_{exc} : Volumen de excavación total de los canales (m³).

$costo_{exc}$: Costo unitario de excavación (USD/m³).

Los costos de impermeabilización de los canales se determinan utilizando la longitud del canal (L_{am}) y el perímetro mojado (P_{am}):

$$D_{imp} = L_{am} \cdot P_{am} \cdot costo_{imp}$$

Donde:

D_{imp} : Costos de impermeabilización de los canales (USD).

P_{am} : Perímetro mojado del canal de amuna (m) (**Tabla I**).

$costo_{imp}$: Costo unitario de impermeabilización (USD/m²).

Finalmente, los costos de la intervención se calculan sumando estos tres componentes:

$$D_{int} = D_{rem} + D_{exc} + D_{imp}$$

Donde:

D_{int} : Costos de la intervención por implementación de amunas (USD).

Los costos totales del escenario se calculan sumando los costos por cambio de cobertura del suelo y los costos por construcción o recuperación de amunas.

Resumen del documento

El proceso descrito en este documento para calcular las salidas hidrológicas y de pérdida de suelos para cada paso de tiempo se resume en la **Tabla 3**.

Tabla 3. Resumen del proceso empleado para calcular las salidas hidrológicas y de pérdida de suelos.

Esorrentía en la región de contribución (q_o)	$\text{si } P_{(t)} > 0.05 \cdot S, \quad q_{o(t)} = \frac{(P_{(t)} - 0.05 \cdot S)^2}{P_{(t)} + 0.95 \cdot S}$ $\text{de lo contrario,} \quad q_{o(t)} = 0$
Percolación en la región de contribución (p)	$p_{(t)} = \max(0, R_{s(t-1)} + P_{(t)} - q_{o(t)} - fc)$
Evapotranspiración en la región de contribución (ET_p)	$\text{si } T_{(t)} > 0, \quad ET_{p(t)} = \frac{\alpha_{etp} \cdot \Delta}{\lambda \cdot (\Delta + \gamma)} ((1 - \alpha) \cdot H_{sw} + H_{lw})$ $\text{de lo contrario,} \quad ET_{p(t)} = 0$
Ajuste de ET por punto de marchitez	$ET_{(t)} = \min(ET_{p(t)} \cdot r, 0.8(R_{s(t-1)} + P_{(t)} - q_{o(t)} - p_{(t)} - wp))$
Balance hídrico en el suelo en la región de contribución (R_s)	$R_{s(t)} = R_{s(t-1)} + P_{(t)} - q_{o(t)} - ET_{(t)} - p_{(t)} - q_{i(t-1)}$
Interflujo en la región de contribución (q_i)	$q_{i(t)} = (R_{s(t)} - wp) \cdot (1 - \exp(-\alpha_i))$
Reservorio subterráneo en la región de contribución (R_b)	$R_{b(t)} = R_{b(t-1)} + p_{(t)} - q_{b(t-1)}$
Caudal base en la región de contribución (q_b)	$q_{b(t)} = (R_{b(t)} - fc) \cdot (1 - \exp(-\alpha_b))$
Caudal total en la región de contribución (Q_{sim})	$q_{b(t)} = (R_{b(t)} - fc) \cdot (1 - \exp(-\alpha_b))$
Caudal máximo que puede ser desviado hacia la amuna (q_{max})	$Q_{sim(t)} = q_{o(t)} + q_{i(t)} + q_{b(t)}$
Caudal efectivo que es desviado hacia la amuna (q_{am})	$q_{max} = \frac{1000 \cdot 3600 \cdot 24}{\text{área} \cdot 10000} \cdot A_{am} \cdot v_{max}$
Retorno de agua inmediato al cauce por infiltración (L_{ret})	$\text{si } Q_{sim(t)} - q_{min} \leq 0, \quad q_{am(t)} = 0$ $0 < Q_{sim(t)} - q_{min} \leq q_{max}, \quad q_{am(t)} = Q_{sim(t)} - q_{min}$ $\text{si } Q_{sim(t)} - q_{min} > q_{max}, \quad q_{am(t)} = q_{max}$
Pérdidas de agua por evaporación en el área de infiltración (L_{ET})	$L_{ret(t)} = F_{ret} \cdot q_{am(t)}$
Pérdidas de agua por percolación profunda al acuífero subterráneo (L_p)	$L_{ET(t)} = ET_{p(t)} \cdot \frac{A_i}{\text{área}}$
Caudal restante en el cauce luego del desvío ($Q_{sim,r}$)	$L_{p(t)} = r_a \cdot \frac{A_p}{\text{área}}$
Percolación adicional producida por la amuna (p_{am})	$Q_{sim_r(t)} = Q_{sim(t)} - q_{am(t)} + L_{ret(t)}$
Reservorio de agua subsuperficial de la amuna (R_{b2})	$p_{am(t)} = \max(0, q_{am(t)} - L_{ret(t)} - L_{ET(t)} - L_{p(t)})$
Caudal base adicional producido por la amuna ($q_{b,am}$)	$R_{b2(t)} = R_{b2(t-1)} + p_{am(t)} - q_{b_{am}(t-1)}$
Caudal total simulado luego del efecto de la amuna (Q_{sim2})	$Q_{sim2(t)} = Q_{sim_r(t)} + q_{b_{am}(t)}$
Evapotranspiración después de la amuna (ET_{am})	$ET_{am(t)} = ET_{(t)} + L_{ET(t)}$
Pérdida de suelos (A)	$A_{(t)} = U \cdot q_{o_r(t)} \cdot P_{(t)}^{1.218}$
Concentración de sedimentos (c_{sim})	$c_{sim(t)} = 1E5 \cdot \frac{A_{(t)}}{Q_{sim2(t)}}$

Fuente: Elaboración propia.

Para calcular los beneficios hidrológicos y económicos del proyecto específico y sus escenarios, el proceso se resume en la Tabla 4. Los detalles de estos cálculos se pueden consultar en el Manual de uso4 de CUBHIC 2.0.

Tabla 4. Resumen de beneficios hidrológicos y económicos agregados a escala anual (asumiendo pasos de tiempo diario).

Salidas acumuladas (V) para variables (varQ) hidrológicas	$V_{varQ} = \sum_1^n varQ_{sim(t)}$
Carga de sedimentos acumulada (MA)	$M_A = \text{área} \sum_1^n A_{(t)}$
Concentración de sedimentos promedio (μ_c)	$\mu_c = \frac{\sum_1^n c_{sim(t)}}{n}$
Número de días por encima (Dua) o debajo (Dub) de umbrales de variable (var) caudal o sedimentos	$D_{ua,var} = \sum_1^n i_{(t)} \quad \text{cuando } var_{sim(t)} > U_{var,alto}$ $D_{ub,var} = \sum_1^n i_{(t)} \quad \text{cuando } var_{sim(t)} < U_{var,bajo}$
Volumen por encima (Vua) o debajo (Vub) de umbrales de variable (var) caudal o sedimentos	$V_{ua,var} = \sum_1^n (var_{sim(t)} - U_{var,alto}) \quad \text{cuando } var_{sim(t)} > U_{var,alto}$ $V_{ub,var} = \begin{cases} \sum_1^n var_{sim(t)} & \text{cuando } var_{sim(t)} < U_{var,bajo} \\ \sum_1^n U_{var,bajo} & \text{cuando } var_{sim(t)} \geq U_{var,bajo} \end{cases}$
Cambio en una variable con respecto a la línea base (Δvar)	$\Delta var_{Ei} = (V_{var})_{Ei} - (V_{var})_{LB}$
Costos de escenario (Ei) por cambios de cobertura (Dcob)	$D_{cobEi} = \sum_1^3 \max\left(0, \left((\text{área}_{cobertura_j})_{Ei} - (\text{área}_{cobertura_j})_{LB}\right) \cdot \text{costo}_{cobertura_j}\right)$
Costos de escenario (Ei) por construcción o recuperación de amunas (Dint)	$D_{intEi} = \frac{T}{100} \cdot L_{am} \cdot \text{costo}_{rem} + V_{exc} \cdot \text{costo}_{exc} + L_{am} \cdot P_{am} \cdot \text{costo}_{imp}$
Costo total de implementación (Dtotal) de escenario (Ei)	$D_{totalEi} = D_{cobEi} + D_{intEi} + D_{otrEi}$
Costo-eficiencia en una variable (CEvar)	$CE_{varEi} = \frac{\Delta var_{Ei}}{D_{totalEi}}$

Fuente: Elaboración propia.









Foto: Zarela Estabridis

www.infraestructuranatural.pe

El proyecto Infraestructura Natural para la Seguridad Hídrica promueve la conservación, restauración y recuperación de los ecosistemas a nivel nacional, formando alianzas con organizaciones públicas y privadas para reducir los riesgos hídricos como sequías, inundaciones y contaminación del agua.

El proyecto es promovido y financiado por la Agencia de los Estados Unidos para el Desarrollo Internacional (USAID) y el Gobierno de Canadá y ejecutado por Forest Trends, CONDESAN, la Sociedad Peruana de Derecho Ambiental (SPDA), EcoDecisión e investigadores del Imperial College London.

¿Cómo citar este documento?

Ochoa-Tocachi, B. F., Cuadros-Adriazola, J., & Bonnesoeur, V. (2022). *CUBHIC 2.0: Metodología de cuantificación de impactos de construcción y recuperación de amunas*. Forest Trends, Lima, Perú.

