


CUBHIC 2.0:

DOCUMENTO

METODOLÓGICO:

SUPERCUBHIC



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: 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.

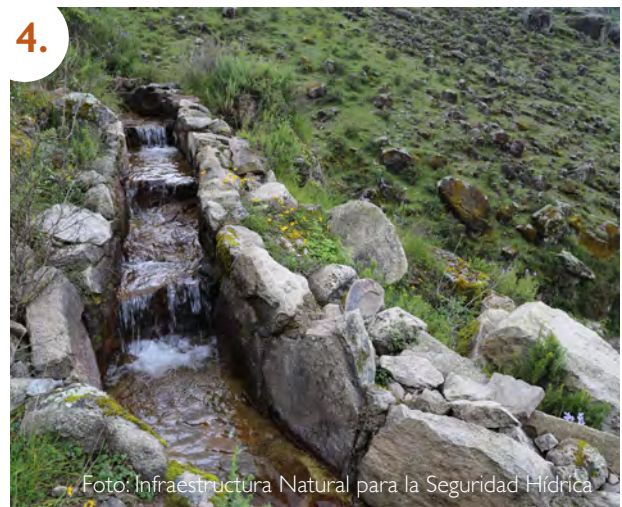
² Ochoa-Tocachi, B. F., Cuadros-Adriazola, J., Bonnesoeur, V., Román, F., & Gammie, G. (2022). CUBHIC 2.0: Presentación de Metodología. Forest Trends, Lima, Perú.

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.

Intervención evaluada

Combinación de varias intervenciones en conjunto



Debido a que varias de las prácticas de manejo de cuencas involucran una combinación de intervenciones, se ha desarrollado una herramienta complementaria que permite un análisis integral. La metodología denominada SUPERCUBHIC 2.0 Integral integra los seis tipos de intervenciones sobre la infraestructura natural, descritos en la metodología CUBHIC 2.0, en un mismo ejercicio de evaluación. Esto permite realizar evaluaciones de proyectos más realistas que contemplan una combinación de diferentes prácticas en un mismo sitio.

Así, se consideran los beneficios e impactos de los cambios de cobertura y uso de suelo, a los que

se atribuye su capacidad para reducir escorrentía y erosión o mejorar la regulación hídrica debido a la recuperación de la vegetación; al efecto que pueden tener las zanjas de infiltración para retener escorrentía superficial y, por tanto, flujo de sedimentos; al funcionamiento de los humedales altoandinos como reservorios naturales de agua en la región de contribución de la cuenca; al efecto de las amunas para absorber los excedentes de agua durante las estaciones húmedas y hacerlos disponibles durante las estaciones secas; y al rol de las qochas como almacenes reguladores de agua a la salida de las cuencas.

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 conservadora⁵ 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 protección y restauración de humedales altoandinos. Estos pasos se enfocan en dos conjuntos de ecuaciones primarias: una ecuación de balance hídrico y una ecuación de pérdida de suelo.

⁵ 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 en la región de contribución

Figura 1. Entradas y salidas de balance hídrico combinando varias intervenciones sobre la infraestructura natural: bosques, restauración forestal, pastos, zanjás, humedales, amunas y qochas.



Fuente: Elaboración propia.

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**.

El primer efecto es producido por la implementación de zanjás de infiltración en la región de contribución, en caso de que existieran. Así, se espera que se produzca un estancamiento temporal de agua en la base de las zanjás de infiltración. También se

espera que la evaporación del agua estancada no sea considerable, pero se incluye una cuantificación más adelante. Las zanjás de infiltración atrapan escorrentía superficial y sedimentos producidos por la erosión del suelo⁶ en función de su volumen de almacenamiento y, cuando este es superado, el agua desborda sobre ellas.

A continuación, se considera la presencia de humedales altoandinos. Desde una perspectiva de cuantificación, un humedal puede considerarse como dos sistemas adyacentes que interactúan entre sí:

1. Un área contribuyente aguas arriba
2. El humedal mismo, que es un depósito para el almacenamiento de agua dentro del suelo.

⁶ Locatelli, B., Homberger, J.-M., Ochoa-Tocachi, B. F., Bonnesoeur, V., Román, F., Drenkhan, F., & Buytaert, W. (2020). *Impactos de las zanjás de infiltración en el Agua y los Suelos de los Andes: ¿Qué sabemos?* Forest Trends, Lima, Perú.

Cada sistema puede ser representado y calculado por un balance hídrico. Cada balance hídrico es completamente contabilizado en las entradas y salidas hacia y desde el sistema durante un periodo de tiempo. Se identifican cuatro ingresos principales de agua en el humedal:

1. Escorrentía del área de aporte
2. Flujo de agua subterránea
3. Precipitación directa sobre el humedal
4. Caudal adicional de irrigación artificial en caso de existir acequias o derivaciones de agua construidas desde otras zonas hacia el humedal.

Se identifican cuatro salidas principales de agua desde el humedal:

1. Evapotranspiración
2. Filtración hacia el suelo
3. Drenaje artificial del humedal
4. Salida de agua por exceso de saturación.

Se proyecta que la filtración aumentará el caudal base durante la estación seca, dependiendo del volumen disponible en el reservorio.

La región de contribución genera un caudal total en un curso de agua, el cual es parcialmente desviado hacia el sistema de amunas. 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, y, 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 año⁷.

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 alejadas⁸. 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.

El agua que ha sido desviada hacia la amuna se vuelve la contribución hacia qochas que pueden estar ubicadas pendiente abajo como depósitos para el almacenamiento de agua. Se identifican cuatro ingresos principales de agua en la qocha:

1. Escorrentía del área de aporte
2. Flujo de agua subterránea
3. Precipitación directa sobre la qocha
4. Caudal adicional de ingreso, en caso de existir acequias o derivaciones de agua construidas desde otras zonas hacia la qocha.

Se identifican cuatro salidas principales de agua desde la qocha:

1. Evaporación
2. Filtración hacia el suelo
3. Uso directo de agua de la qocha
4. Salida de agua por desborde. Se proyecta que la filtración aumentará el caudal base durante la estación seca dependiendo del volumen disponible en el reservorio.

⁷ 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.

⁸ 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.

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).
qo: 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^{9,10}. 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.

⁹ Soil Conservation Service (SCS) (1972). National Engineering Handbook, Section 4: Hydrology. Department of Agriculture, Washington D.C., USA.

¹⁰ American Society of Civil Engineers (ASCE) (2009). Curve Number Hydrology: State of the Practice. Reston, Virginia, USA.

Entonces, la escorrentía (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).
 $q_{o(t)}$: Escorrentía 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:

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

Escorrentía interceptada por las zanjas de infiltración

A partir de la generación de escorrentía, se determina la cantidad de agua superficial que puede ser atrapada por las zanjas. Este volumen atrapado depende de las características geométricas de las zanjas y del ingreso de agua lluvia y de la salida por evaporación. El agua atrapada en las zanjas incrementa la humedad en el suelo y la percolación.

Una intervención de zanjas de infiltración generalmente consiste en múltiples zanjas

construidas en paralelo por una pendiente. Para evaluar los beneficios de infiltración de las múltiples zanjas colocadas en paralelo, toda la ladera se puede considerar como un sistema de una única zanja equivalente para los fines de cuantificación. Es decir, se determina una longitud, área y volumen combinados de zanja equivalente utilizando el área bruta cubierta por zanjas (A_z), y las características geométricas de cada zanja.

$$L_2 = \frac{A_z \cdot 10000}{L}$$

Donde:

- L_2 : Longitud de zanja equivalente (m).
 A_z : Área bruta total cubierta por las zanjas de infiltración (ha).
L: Longitud pendiente arriba de la zanja (m).

$$A_{z2} = \frac{T}{100} \cdot L_2$$

Donde:

- A_{z2} : Área plana de zanja equivalente (m^2).
T: Ancho superior de la zanja (cm).

$$V_z = \frac{A_z}{\left(L + \frac{T}{100}\right)} \cdot y \cdot \frac{(T + b)}{2}$$

Donde:

- V_z : Volumen de zanja equivalente (m^3).
 y : Profundidad de la zanja (cm).
 b : Ancho del fondo de la zanja (cm).

Para calcular el volumen de ingreso de agua a las zanjas de infiltración por escorrentía superficial, se utiliza la escorrentía (q_o) que se genera pendiente arriba de las zanjas, utilizando el *CN* del área total del proyecto y se convierte en volumen de agua:

$$V_{q_o(t)} = \frac{(q_o(t) \cdot \text{área} \cdot 10000)}{1000}$$

Donde:

- t : Paso de tiempo (p.ej., día).
 $V_{q_o(t)}$: Volumen de ingreso de escorrentía hacia la zanja en el tiempo t (m^3).
 $q_o(t)$: Escorrentía antes de la zanja en el paso de tiempo t (mm).
 área: Área total de la zona de estudio del proyecto (ha).

El volumen de agua lluvia ingresa en las zanjas de infiltración se calcula utilizando el área plana de zanja equivalente (A_{z2}):

$$V_{P(t)} = \frac{(P_{(t)} \cdot A_{z2})}{1000}$$

Donde:

- $V_{P(t)}$: Volumen de ingreso de lluvia hacia la zanja en el tiempo t (m^3).
 $P_{(t)}$: Precipitación en el paso de tiempo actual (mm).

Asimismo, se considera un volumen de agua menor que se evapora directamente desde las zanjas de infiltración:

$$V_{ET(t)} = \frac{(ET_{P(t)} \cdot A_{z2})}{1000}$$

Donde:

- $V_{ET(t)}$: Volumen de pérdida de agua por evaporación de la zanja en el tiempo t (m^3).
 $ET_{P(t)}$: Evapotranspiración potencial en el paso de tiempo actual (mm).

Entonces, el agua atrapada por las zanjas de infiltración se determina sumando las entradas y salidas de agua en cada paso de tiempo:

$$V_{z2}(t) = \max(0, V_{qo}(t) + V_P(t) - V_{ET}(t))$$

Donde:

$V_{z2}(t)$: Volumen de agua que ingresaría en la zanja en el tiempo t (m^3).

Si el volumen de agua que ingresaría a la zanja es mayor que el volumen de zanja equivalente, hay un desbordamiento de agua desde la zanja hacia la ladera aguas abajo, regresando al sistema hidrológico en forma de escorrentía superficial:

$$q_{oz}(t) = \begin{cases} \text{si } V_{z2}(t) \leq V_z & \text{entonces } q_{oz}(t) = 0 \\ \text{si } V_{z2}(t) > V_z & \text{entonces } q_{oz}(t) = 1000 \cdot \frac{(V_{z2}(t) - V_z)}{\text{área} \cdot 10000} \end{cases}$$

Donde:

$q_{oz}(t)$: Escorrentía después de la zanja en el paso de tiempo t (mm).

Esta escorrentía después de la intercepción de las zanjas (q_{oz}) reemplaza a la escorrentía superficial (q_o) de la región de contribución. Es decir, durante cada paso de tiempo el agua de escorrentía que es atrapada por las zanjas incrementa la humedad de agua en el suelo y la percolación.

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: Héctor Armando Arrunátegui Ochoa

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).

Evapotranspiración potencial

ET_p se calcula aquí aplicando el método de Priestley-Taylor¹¹, una serie de cálculos que se describen en la documentación del modelo SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*¹²). 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 psicrométrica (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 búsqueda¹³.
- H_{sw} : Radiación solar de onda corta.
- H_{lw} : Radiación solar de onda larga.

¹¹ 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.

¹² 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.

¹³ 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 ecuación¹⁴, 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 continuación¹⁵:

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

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 precisos¹⁴. 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 INSH¹⁵.

¹⁴ Ochoa-Tocachi, B. F. (2020). Análisis de sensibilidad de las metodologías CUBHIC. Forest Trends, Lima, Perú.

¹⁵ Huerta, A., Bonnesoeur, V., Cuaro-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

Evapotranspiración después de las zanjas de infiltración

La evapotranspiración total después de las zanjas (ET_z) es:

$$ET_{z(t)} = ET_{(t)} + 1000 \cdot V_{ET(t)} \cdot \frac{\text{área}}{10000}$$

Donde:

ET_{z(t)}: Evapotranspiración total después de las zanjas en el paso de tiempo t (mm).

ET_(t): Evapotranspiración antes de las zanjas en el paso de tiempo t (mm).

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 exponencial¹⁶:

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

Donde:

q_{i(t)}: Interflujo en el paso de tiempo actual (mm).

α_i: Coeficiente de interflujo (l/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.

¹⁶ 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.

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).

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.

Ecuación de balance hídrico en el humedal

El agua almacenada en un humedal se puede calcular con un balance hídrico, muy similar a las ecuaciones para calcular la humedad del suelo descritas en este documento. El cambio en el volumen de agua en el humedal se puede calcular considerando sus entradas y salidas. El volumen de agua del humedal aumenta a través de las contribuciones de la escorrentía, precipitación, ingreso de agua subterránea o irrigación artificial, y disminuye a través de las pérdidas por evaporación, filtración, drenaje y salida por exceso de saturación de manera que:

$$\Delta W_{(t)} = W_{qo(t)} + W_{gw(t)} + W_{P(t)} + W_{in(t)} - W_{s(t)} - W_{ET(t)} - W_{wd(t)} - W_{out(t)}$$

Donde:

t: Paso de tiempo (p.ej., día).

$\Delta W_{(t)}$: Cambio en el volumen de agua del humedal en el paso de tiempo t (mm).

$W_{qo(t)}$: Ingreso por escorrentía hacia el humedal en el paso de tiempo t (mm).

$W_{gw(t)}$: Ingreso por agua subterránea hacia el humedal en el paso de tiempo t (mm).

$W_{P(t)}$: Ingreso por precipitación directa en el humedal en el paso de tiempo t (mm).

$W_{in(t)}$: Ingreso por irrigación artificial al humedal en el paso de tiempo t (mm).

$W_{s(t)}$: Salida por filtración desde el humedal en el paso de tiempo t (mm).

$W_{ET(t)}$: Salida por evapotranspiración desde el humedal en el paso de tiempo t (mm).

$W_{wd(t)}$: Salida por drenaje artificial del humedal en el paso de tiempo t (mm).

$W_{out(t)}$: Salida por exceso de saturación del humedal en el paso de tiempo t (mm).

El orden en el que se calculan los volúmenes de ingreso y salida es importante para la cuantificación del balance hídrico del humedal.

El ingreso de escorrentía (V_{qo}) se calcula utilizando la lámina de escorrentía (q_o) calculada para el área contribuyente al humedal (A_c) y dividiéndola para el área del humedal (A_{wl}):

$$W_{qo(t)} = \frac{A_c \cdot q_o(t)}{A_{wl}}$$

Donde:

$q_{o(t)}$: Escorrentía simulada en el paso de tiempo t (mm).

A_c : Área de contribución al humedal (ha).

A_{wl} : Área de del humedal (ha)

El ingreso de aguas subterráneas (W_{gw}) se explica en mayor detalle más adelante.

El ingreso de precipitación (W_p) se calcula utilizando la lámina de precipitación (P):

$$W_{P(t)} = P_{(t)}$$

Donde:

$P_{(t)}$: Precipitación en el paso de tiempo t (mm).

El ingreso de agua por irrigación artificial (W_{in}) se determina mediante una serie de tiempo ingresada por el usuario (Q_{in}):

$$W_{in(t)} = \frac{1000 \cdot Q_{in(t)}}{A_{wl} \cdot 10000}$$

Donde:

$Q_{in(t)}$: Caudal de irrigación artificial al humedal ($m^3/día$).

Esta información tiene por objeto representar ingresos de agua por trasvases, acequias, canales, entre otros que son traídos artificialmente hacia el humedal desde fuera de su área de contribución hidrológica. Varios humedales son irrigados y drenados artificialmente para su uso en actividades productivas locales. Si no existen ingresos adicionales de agua, se puede considerar una serie de datos de cero.

La filtración (W_s) representa el agua que se filtra a través del suelo en el fondo del humedal. Se considera que este volumen contribuye al aumento del flujo base durante la estación seca. La lámina de filtración se calcula tomando la conductividad hidráulica saturada ($K_{sat, wl}$) del suelo del humedal, y solo ocurre cuando el almacenamiento de agua en el humedal excede la capacidad de campo del suelo del humedal (fc_{wl}). Esta vía es similar a la vía de percolación en el balance hídrico del área contribuyente, donde se supone que el agua que excede la capacidad de campo se convierte en percolación. En el humedal, la filtración ocurre a una velocidad controlada por la conductividad hidráulica saturada del suelo, lo que permite su estancamiento:

$$W_{s(t)} = \max \left(0, \frac{-K_{sat, wl} f c_{wl}^2}{(W_{wl(t-1)} + W_{qo(t)} + W_{gw(t)} + W_{P(t)} + W_{in(t)})^2 + K_{sat, wl}} \right)$$

Donde:

$K_{sat, wl}$: Conductividad hidráulica saturada en el suelo del humedal (mm/día).

fc_{wl} : Capacidad de campo del humedal (mm).

La percolación total en el área de estudio (p_{wl}) considerando el humedal es:

$$p_{wl(t)} = \frac{A_c \cdot p_{(t)} + A_{wl} \cdot W_{s(t)}}{\text{área}}$$

Donde:

$p_{qc(t)}$: Percolación total considerando el humedal en el tiempo t (mm).

$p_{(t)}$: Percolación del área contribuyente en el paso de tiempo t (mm).

área: Área total de la zona de estudio del proyecto (ha).

La evapotranspiración del humedal (W_{ET}) se calcula de manera similar a la de la región contribuyente, con algunas modificaciones:

- El albedo (α_{wl}) utilizado para calcular la ET_{Pwl} del humedal puede ser diferente al albedo utilizado para la región contribuyente. Este valor es ingresado por el usuario. Se puede suponer un albedo del humedal $\alpha_w = 0.20$.
- El coeficiente del índice de área foliar (r_{wl}) en el humedal siempre es igual a 1 y puede ignorarse.
- El punto de marchitez del humedal (wp_{wl}) puede ser diferente del punto de marchitez utilizado para la región contribuyente. Este valor es ingresado por el usuario.

La función de evapotranspiración para el humedal es:

$$W_{ET(t)} = \min(0.8 \cdot (W_{wl(t-1)} + W_{qo(t)} + W_{gw(t)} + W_{P(t)} + W_{in(t)} - W_{s(t)} - wp_{wl}), \quad r_{wl} \cdot ET_{Pwl(t)})$$

Donde:

- $W_{wl(t-1)}$: Volumen de agua en el humedal en el paso de tiempo previo (mm).
 wp_{wl} : Punto de marchitez del humedal (mm).
 r_{wl} : Coeficiente de índice área foliar del humedal (adimensional) $r_{wl} = 1$.
 $ET_{Pwl(t)}$: Evapotranspiración potencial en el humedal en el paso de tiempo t (mm).

La ET_{Pwl} del humedal se calcula por separado de la ET_p de la región contribuyente, ya que considera diferentes valores de albedo:

$$ET_{Pwl} = \frac{\alpha_{etp} \cdot \Delta}{\lambda \cdot (\Delta + \gamma)} ((1 - \alpha_{wl}) \cdot H_{sw} + H_{lw})$$

Donde:

- α_{etp} : Coeficiente (1.26).
 Δ : Pendiente de la curva temperatura-presión de saturación (kPa/°C).
 λ : Calor latente de vaporización (MJ/kg).
 γ : Constante psicométrica (kPa/°C).
 α_{wl} : Albedo del humedal (fracción adimensional entre 0 y 1).
 H_{sw} : Radiación solar de onda corta.
 H_{lw} : Radiación solar de onda larga.

La evapotranspiración total en el área de estudio (ET_{wl}) considerando el humedal es:

$$ET_{wl(t)} = \frac{A_c \cdot ET(t) + A_{wl} \cdot W_{ET(t)}}{\text{área}}$$

Donde:

- $ET_{qc(t)}$: Evapotranspiración total considerando el humedal en el tiempo t (mm).
 $ET_{(t)}$: Evapotranspiración del área contribuyente en el paso de tiempo t (mm).

El drenaje del humedal (W_{wd}) se determina mediante una serie de tiempo ingresada por el usuario (Q_{out}):

$$W_{wd}(t) = \min \left(W_{wl(t-1)} + W_{qo(t)} + W_{gw(t)} + W_{P(t)} + W_{in(t)} - W_{s(t)} - W_{ET(t)}, \frac{1000 \cdot Q_{out(t)}}{A_{wl} \cdot 10000} \right)$$

Donde:

$Q_{out(t)}$: Caudal de drenaje del humedal ($m^3/día$).

Esta información tiene por objeto representar salidas de agua por extracciones y drenajes directamente desde el humedal hacia fuera del curso de agua inmediato aun si el suelo del humedal no está saturado. Varios humedales son intervenidos y drenados artificialmente. Si no existen drenajes en el humedal, se puede considerar un valor de cero.

El agua que excede la capacidad de almacenamiento máxima del humedal (W_{max}) se convierte en flujo de salida (W_{out}) por exceso de saturación:

$$W_{out(t)} = \max(0, W_{wl(t-1)} + W_{qo(t)} + W_{gw(t)} + W_{P(t)} + W_{in(t)} - W_{s(t)} - W_{ET(t)} - W_{wd(t)} - W_{max})$$

Donde:

W_{max} : Profundidad máxima de almacenamiento del humedal (mm):

$$W_{max} = 1000 \cdot D + 0.5 \cdot sd$$

Siendo:

D: Profundidad máxima de agua en el humedal (m).

sd: profundidad de la capa del suelo (mm).

Cuando no hay flujo de salida ($W_{out} = 0$), la profundidad máxima de almacenamiento del humedal (W_{max}) que se mejora con la restauración y protección del humedal se convierte en la condición principal para producir beneficios de caudal base a través de la filtración del humedal.

El flujo de salida del humedal por exceso de saturación se puede convertir en lámina de escorrentía (q_{owl}):

$$q_{owl(t)} = \frac{A_{wl} \cdot W_{out(t)}}{\text{área}}$$

Donde:

$q_{owl(t)}$: Escorrentía después del humedal en el paso de tiempo t (mm).

Al igual que el balance de humedad del suelo, la ecuación se puede reordenar para calcular el volumen de agua en el humedal sobre en cada paso de tiempo t :

$$W_{wl(t)} = W_{wl(t-1)} + W_{qo(t)} + W_{gw(t)} + W_P(t) + W_{in(t)} - W_s(t) - W_{ET(t)} - W_{wd(t)} - W_{out(t)}$$

Donde:

$W_{wl(t)}$: Volumen de agua en el humedal en el paso de tiempo t (mm).

Para calcular el cambio de volumen en el humedal se requiere conocer la salida de agua, la cual a su vez depende del drenaje y de la evapotranspiración. Para calcular la evapotranspiración se requiere el cálculo de la filtración, y para calcular la filtración a su vez se requiere que los volúmenes de ingreso de agua ya se hayan calculado. Por tanto, es importante que los componentes del balance hídrico del humedal se calculen en un orden específico:

1. Calcular el ingreso por escorrentía hacia el humedal.
2. Calcular el ingreso por agua subterránea hacia el humedal.
3. Calcular el ingreso por precipitación directa en el humedal.
4. Calcular el ingreso por irrigación artificial al humedal.
5. Calcular la salida por filtración desde el humedal.
6. Calcular la salida por evapotranspiración desde el humedal.
7. Calcular la salida por drenaje del humedal.
8. Calcular la salida de agua desde el humedal por saturación.
9. Actualizar el volumen de agua en el humedal.

Caudal total

El caudal total simulado (Q_{sim}) se calcula sumando la escorrentía superficial (q_{owl}) luego del efecto del humedal, el interflujo (q_i) y el caudal base (q_b):

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

Donde:

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

Ecuaciones de aguas subterráneas

Las ecuaciones descritas aquí se sugieren para considerar la cuantificación de las contribuciones del acuífero poco profundo que podría fluir hacia el humedal. El agua en el acuífero profundo puede fluir hacia las aguas superficiales fuera del área de intervención que se cuantifica. Este documento no intenta calcular cuándo y dónde el agua profunda del acuífero volverá a la superficie, pero es importante recordar que esta agua no debe considerarse como si fuese una pérdida.

El flujo del agua subterránea es un proceso complejo y se representa aquí usando un par de ecuaciones: una que actualiza la altura del nivel freático durante cada paso de tiempo¹⁷, y otra que calcula el flujo de agua subterránea en función a la altura del nivel freático¹⁸. La altura del nivel freático aumenta a partir del agua infiltrada del área tributaria, y disminuye a partir de la salida del flujo del agua subterránea hacia el humedal:

$$h_{(t)} = h_{(t-1)} + \frac{r_a \cdot p_{(t)} - q_{gw(t)}}{800 \cdot Y_a}$$

Donde:

- $h_{(t)}$: Altura del nivel freático en el paso de tiempo actual (m).
- $h_{(t-1)}$: Altura del nivel freático en el paso de tiempo previo (m).
- r_a : Fracción del acuífero de la región contribuyente a la qocha (m³/m³).
- $p_{(t)}$: Percolación en el paso de tiempo actual (mm).
- $q_{gw(t)}$: Flujo de agua subterránea en el paso de tiempo actual (mm).
- Y_a : Rendimiento específico del acuífero (m/m).

El flujo de agua subterránea (q_{gw}) es una función de la conductividad hidráulica del acuífero ($K_{sat,a}$) y la altura del nivel freático (h):

$$q_{gw(t)} = \frac{8000 \cdot K_{sat,a} h_{(t-1)}}{L}$$

Donde:

- $K_{sat,a}$: Conductividad hidráulica saturada en el acuífero (mm/día).
- L : Coeficiente de distancia de trayectoria del agua (m²):

$$L = \frac{10000 \cdot r_a \cdot A_c}{\pi}$$

¹⁷ Smedema, L. K. & Rycroft, D.W. (1983). *Land drainage – planning and design of agricultural drainage systems*. Cornell University Press, Ithaca, N.Y.

¹⁸ Hooghoudt, S. B. (1940). *Bijdrage tot de kennis van enige natuurkundige grootheden van de grond*. Versl. Landbouwk. Onderz., 46: 515-707.



Foto: Naturaleza y Cultura Internacional

Para que funcionen las ecuaciones de agua subterránea, L debe ser mayor que L_{\min} :

$$L_{\min} = \frac{10 \cdot K_{sat,a}}{Y_a}$$

Donde:

L_{\min} : Coeficiente mínimo de distancia de trayectoria del agua (m^2).

La ecuación para h es calculada diariamente, al igual que los balances hídricos para R_b , R_s y W_{wl} . La fracción de un acuífero regional que contribuye al humedal (r_a) es probable que sea muy variable. En ausencia de mediciones de campo que puedan usarse para calibrar r_a , se sugiere que el marco para la restauración y protección de humedales se aplique utilizando un rango de valores de r_a para calcular un conjunto de resultados potenciales.

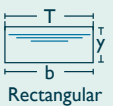


El ingreso de agua subterránea (W_{gw}) al humedal se puede calcular en su balance hídrico así:

$$W_{gw(t)} = \frac{A_c \cdot q_{gw(t)}}{A_{wl}}$$

Desviación de agua hacia las amunas

A partir de la generación de caudal total simulado luego del humedal (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 & Bonnesoeur¹⁹.

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 humanas²⁰. 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.

¹⁹ 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.

²⁰ 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)⁷:

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

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}):

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

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).

Ecuación de balance hídrico en la qocha

El volumen de agua en una qocha se puede calcular con un balance hídrico, muy similar a las ecuaciones para calcular la humedad del suelo descritas en este documento. La diferencia entre los dos enfoques de balance es que para la qocha se utilizan medidas de volumen dada la naturaleza constructiva del reservorio de retención de agua, mientras que el balance de humedad de agua en el suelo usa láminas de agua expresadas en mm. El cambio en el volumen de agua en la qocha se puede calcular considerando sus entradas y salidas. El volumen de agua de la qocha aumenta a través de las contribuciones de la escorrentía, precipitación, ingreso de agua subterránea o ingresos adicionales, y disminuye a través de las pérdidas por evaporación, filtración, extracciones para uso directo de agua y salidas de manera que:

$$\Delta V_{(t)} = V_{qo(t)} + V_{gw(t)} + V_{P(t)} + V_{in(t)} - V_{ET(t)} - V_{s(t)} - V_{wd(t)} - V_{out(t)}$$

Donde:

- t: Paso de tiempo (p.ej., día).
- $\Delta V_{(t)}$: Cambio en el volumen de agua en la qocha en el paso de tiempo t (m³).
- $V_{qo(t)}$: Ingreso por escorrentía hacia la qocha en el paso de tiempo t (m³).
- $V_{gw(t)}$: Ingreso por agua subterránea hacia la qocha en el paso de tiempo t (m³).
- $V_{P(t)}$: Ingreso por precipitación directa en la qocha en el paso de tiempo t (m³).
- $V_{in(t)}$: Ingreso adicional de agua a la qocha en el paso de tiempo t (m³).
- $V_{ET(t)}$: Salida por evaporación desde la qocha en el paso de tiempo t (m³).
- $V_{s(t)}$: Salida por filtración desde la qocha en el paso de tiempo t (m³).
- $V_{wd(t)}$: Salida por uso de agua directo desde la qocha en el paso de tiempo t (m³).
- $V_{out(t)}$: Salida de agua desde la qocha en el paso de tiempo t (m³).

El orden en el que se calculan los volúmenes de ingreso y salida es importante para la cuantificación del balance hídrico de la qocha.

El volumen de ingreso de escorrentía (V_{qo}) se calcula utilizando la lámina de escorrentía (q_o) calculada para el área contribuyente a la qocha (A_c):

$$V_{qo(t)} = \frac{10000 \cdot A_c \cdot q_o(t)}{1000}$$

Donde:

- $q_{o(t)}$: Escorrentía simulada en el paso de tiempo t (mm).
- A_c : Área de contribución a la qocha (ha).

El volumen de ingreso de aguas subterráneas (V_{gw}) se explica en mayor detalle más adelante.

El volumen de ingreso de precipitación (V_p) se calcula utilizando la lámina de precipitación (P) multiplicada por el área de la qocha (A_{qc}):

$$V_{P(t)} = \frac{A_{qc} \cdot P(t)}{1000}$$

Donde:

$P_{(t)}$: Precipitación en el paso de tiempo t (mm).

A_{qc} : Área de la qocha (m^2).

El volumen de ingreso adicional de agua (V_{in}) se determina mediante una serie de tiempo ingresada por el usuario (Q_{in}):

$$V_{in(t)} = Q_{in(t)}$$

Donde:

$Q_{in(t)}$: Caudal de ingreso adicional de agua a la qocha ($m^3/día$).

Esta información tiene por objeto representar ingresos de agua por trasvases, acequias, canales, entre otros que son traídos artificialmente hacia la qocha desde fuera de su área de contribución hidrológica. Varias qochas se alimentan de agua o son drenadas artificialmente para su uso en actividades productivas locales. Si no existen ingresos adicionales de agua, se puede considerar una serie de datos de cero.

El volumen de evaporación (V_{ET}) se calcula en base a la evaporación potencial de la qocha (ET_{Pqc}). Es importante que ET_p se calcule por separado, tanto para la región contribuyente como para la qocha misma, ya que tendrán diferentes valores de albedo ($\alpha_{qc} = 0.06$):

$$ET_{Pqc} = \frac{\alpha_{etp} \cdot \Delta}{\lambda \cdot (\Delta + \gamma)} ((1 - 0.06) \cdot H_{sw} + H_{lw})$$

Donde:

$ET_{Pqc(t)}$: Evapotranspiración potencial en la qocha el paso de tiempo actual (mm).

α_{etp} : Coeficiente (1.26).

Δ : Pendiente de la curva temperatura-presión de saturación ($kPa/^\circ C$).

λ : Calor latente de vaporización (MJ/kg).

γ : Constante psicométrica ($kPa/^\circ C$).

H_{sw} : Radiación solar de onda corta.

H_{lw} : Radiación solar de onda larga.

La evaporación potencial de la qocha se multiplica por su área (A_{qc}), utilizando un coeficiente de evaporación (c) de 0.5, e incluye un modificador de área tal que el área superficial se reduce cuando el volumen de agua de la qocha es menor que su capacidad de retención máxima. La evaporación está limitada por una función mínima para que no pueda reducir el volumen de agua en la qocha por debajo de 0. La ecuación del volumen de evaporación es:

$$V_{ET(t)} = \min \left(\frac{0.5 \cdot ET_{P_{qc}(t)} \cdot A_{qc} \cdot \left(\frac{V_{qc(t-1)}}{V_{max}} \right)^{\frac{2}{3}}}{1000}, V_{qc(t-1)} + V_{qo(t)} + V_{gw(t)} + V_P(t) + V_{in(t)} \right)$$

Donde:

$V_{qc(t-1)}$: Volumen de agua en la qocha en el paso de tiempo previo (m^3).

V_{max} : Volumen máximo de agua en la qocha (m^3):

$$V_{max} = \frac{A_{qc} \cdot D}{3}$$

Siendo:

D: Profundidad máxima de la qocha (m).

La evapotranspiración total en el área de estudio después de la qocha (ET_{qc}) es:

$$ET_{qc(t)} = \frac{A_c \cdot ET_{(t)} + 0.1 \cdot V_{ET(t)}}{\text{área}}$$

Donde:

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

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

área: Área total de la zona de estudio del proyecto (ha).

El volumen de salida por filtración (V_s) representa el agua que penetra a través del fondo de la qocha. Se considera que este volumen contribuye al aumento del flujo base durante la estación seca. El volumen de filtración se calcula tomando la conductividad hidráulica saturada ($K_{sat,qc}$) en la parte inferior de la qocha y multiplicándola por la superficie del fondo de la qocha. Al igual que con la ecuación de evaporación, la ecuación de filtración incluye un modificador de área, de tal manera que el área se reduce cuando el volumen de agua de la qocha es menor que su capacidad de retención máxima. La filtración está limitada por una función mínima para que no pueda reducir el volumen de agua de la qocha por debajo de 0:

$$V_{s(t)} = \min \left(\frac{K_{sat,qc} \cdot A_{qc} \cdot \left(\frac{V_{qc(t-1)}}{V_{max}} \right)^{\frac{2}{3}}}{1000}, V_{qc(t-1)} + V_{qo(t)} + V_{gw(t)} + V_{P(t)} + V_{in(t)} - V_{ET(t)} \right)$$

Donde:

$K_{sat,qc}$: Conductividad hidráulica saturada en el fondo de la qocha (mm/día).

La percolación total en el área de estudio después de la qocha (p_{qc}) es:

$$p_{qc(t)} = \frac{A_c \cdot p_{(t)} + 0.1 \cdot V_{s(t)}}{\text{área}}$$

Donde:

$p_{qc(t)}$: Percolación total después de la qocha en el paso de tiempo t (mm).

$p_{(t)}$: Percolación antes de la qocha en el paso de tiempo t (mm).

El volumen de salida por uso directo de agua de la qocha (V_{wd}) depende de la demanda de agua ingresada por el usuario (Q_{out}):

$$V_{wd(t)} = \min(Q_{out}, V_{qc(t-1)} + V_{qo(t)} + V_{gw(t)} + V_{P(t)} + V_{in(t)} - V_{ET(t)} - V_{s(t)})$$

Donde:

Q_{out} : Caudal de demanda de uso directo de agua de la qocha (m³/día).

Esta información tiene por objeto representar salidas de agua por extracción, uso directo, abrevadero, consumo humano, agricultura, entre otros, que son captados directamente desde la qocha hacia fuera del curso de agua inmediato aun si el volumen de la qocha no desborda. El agua de varias qochas es usada para actividades productivas locales. Si no existen extracciones de agua directas, se puede considerar un valor de cero.

El volumen de salida (V_{out}) es simplemente un balance de volumen de agua, de modo que cualquier volumen de agua que exceda el volumen máximo (V_{max}) de retención de la qocha desborda:

$$V_{out(t)} = \max(0, V_{qc(t-1)} + V_{qo(t)} + V_{gw(t)} + V_{P(t)} + V_{in(t)} - V_{ET(t)} - V_{s(t)} - V_{wd(t)} - V_{max})$$

El volumen de salida de la qocha se puede convertir en lámina de escorrentía ($q_{o,qc}$):

$$q_{o,qc}(t) = \frac{0.1 \cdot V_{out}(t)}{\text{área}}$$

Donde:

$q_{o,qc}(t)$: Escorrentía después de la qocha en el paso de tiempo t (mm).

Al igual que el balance de humedad del suelo, la ecuación se puede reordenar para calcular el volumen de agua en la qocha sobre en cada paso de tiempo t :

$$V_{qc}(t) = V_{qc}(t-1) + V_{qo}(t) + V_{gw}(t) + V_P(t) + V_{in}(t) - V_{ET}(t) - V_s(t) - V_{wd}(t) - V_{out}(t)$$

Donde:

$V_{qc}(t)$: Volumen de agua en la qocha en el paso de tiempo actual (m³).

Para calcular el cambio de volumen en la qocha se requiere conocer la salida de agua, la cual a su vez depende de la demanda de agua y de la filtración. Para calcular la filtración se requiere el cálculo de la evaporación, y para calcular la evaporación, a su vez, se requiere que los volúmenes de ingreso de agua ya se hayan calculado. Por tanto, es importante que los componentes del balance hídrico de la qocha se calculen en un orden específico:

1. Calcular el ingreso por escorrentía hacia la qocha.
2. Calcular el ingreso por agua subterránea hacia la qocha.
3. Calcular el ingreso por precipitación directa en la qocha.
4. Calcular el ingreso adicional de agua a la qocha.
5. Calcular la salida por evaporación desde la qocha.
6. Calcular la salida por filtración desde la qocha.
7. Calcular la salida por uso de agua por uso directo desde la qocha.
8. Calcular la salida de agua desde la qocha por desborde.
9. Actualizar el volumen de agua en la qocha.

Caudal total

El caudal total simulado (Q_{sim}) se calcula sumando la escorrentía superficial ($q_{o,qc}$), luego del efecto de la qocha, el interflujo (q_i) y el caudal base (q_b):

$$Q_{sim}(t) = q_{o,qc}(t) + q_i(t) + q_b(t)$$

Donde:

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

Los resultados de caudal total simulado después de todo el conjunto de intervenciones también puede ser comparado con datos de caudal observados en campo para calibrar el modelo hidrológico. Es decir, la Calculadora de Beneficios SUPERCUBHIC 2.0 – Integral permite la calibración antes de las intervenciones (utilizando el escenario de línea base) y después de las intervenciones (utilizando el escenario 1). Ambas calibraciones, y especialmente la de después de las intervenciones, 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 el volumen de salida de la qocha convertido en lámina de escorrentía (q_o, q_c) para cuantificar la carga y concentración de sedimentos y así ofrecer una estimación del potencial de toda la cadena de intervenciones implementadas para reducir la erosión. En caso de que no existan qochas, se usa la escorrentía generada luego de la desviación de las amunas y, en caso de que no existan amunas, se utiliza la escorrentía generada en la región de contribución aguas arriba luego del efecto de las zanjas y de los humedales altoandinos.

Ecuación USLE

La pérdida de suelos asociada con la escorrentía terrestre se calcula a menudo 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 precipitación²¹.

Estas variaciones de la ecuación USLE introducen un componente a la ecuación que toma en cuenta la escorrentía. 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 requeridos²². La ecuación USLE-M requiere solo entradas estándar de la ecuación USLE, así como los volúmenes de escorrentía y precipitación ya necesarios para la ecuación de balance hídrico propuesta en las metodologías CUBHIC. Si bien el modelo SWAT no se usa en este documento, algunos de sus cálculos relevantes (p.ej., factores L y S y evapotranspiración) son utilizados en este documento²³.

²¹ 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.

²² 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.

²³ Texas A&M University (2019). Soil & Water Assessment Tool (SWAT). Disponible en: <https://swat.tamu.edu/software/>.

La ecuación USLE estándar es la siguiente²⁴:

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

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 continuación²⁵:

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

Donde:

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

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

Y:

- q_o : Escorrentía (mm).
- P: Precipitación (mm).

²⁴ 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.

²⁵ 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.

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 que²⁶:

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

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

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, qo 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^{24,27}:

$$R = I_{30} \sum_1^m (e_m \cdot v_m)$$

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.

²⁶ Kinnell, P.I.A. (1998). *Converting USLE soil erodibilities for use with the QREI30 index*. Soil and Tillage Research 45: 349-357.

²⁷ Para Perú, SENAMHI ha trabajado en un producto disponible: <https://idesep.senamhi.gob.pe/dhi-idf/>



Foto: Carlos Palacios Núñez

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. El método de número de curva SCS se desarrolló utilizando distribuciones de tormenta de diseño de 24 horas²⁸. 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 horas²⁹. Al repetir este método para distintas profundidades de precipitación, se estableció la siguiente relación:

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

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

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

²⁸ USDA-NRCS (2004). National Engineering Handbook: Part 630 – Hydrology. USDA Soil Conservation Service. Washington, D.C., USA.

²⁹ Froehlich, D. C. (2009). NRCS Design Storm Erosivity. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 135: 76-86.

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 métricas³⁰. Este ajuste debe efectuarse de manera adicional al que se requiere para convertir USLE K a K_{UM} , 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 K_{UM} sería entonces $0.1317 \cdot 4 \cdot 0.30 = 0.158$.

Factores L·S

Los factores L y S pueden considerarse juntos como un solo factor topográfico calculado así¹²:

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

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).

³⁰ 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.

³¹ 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.

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.*³¹ 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_{sim}), y realizando la conversión de unidades correspondiente¹⁶:

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

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

Costos de implementación de zanjas de infiltración

La implementación de zanjas de infiltración considera costos de (i) remoción de vegetación y (ii) excavación de las zanjas.

Los costos de remoción de vegetación se calculan para el área plana de zanja equivalente cubierta por las zanjas de infiltración (A_{z2}):

$$D_{rem} = A_{z2} \cdot costo_{rem}$$

Donde:

D_{rem} : Costos de remoción de vegetación del área de las zanjas (USD).

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

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

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

Donde:

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

Costos de recuperación y conservación de humedales

La conservación de humedales considera sus costos de recuperación y protección. Estos costos se calculan utilizando el área del humedal (A_{wl}):

$$D_{int} = A_{wl} \cdot costo_{rec}$$

Donde:

D_{int} : Costos de la intervención por conservación del humedal (USD).

A_{wl} : Área del humedal (m²).

$costo_{rec}$: Costo unitario de recuperación y protección del humedal (USD/ha).

Costos de implementación de amunas

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).

Costos de construcción de qochas

La implementación de qochas considera costos de (i) remoción de vegetación, y (ii) excavación.

Los costos de remoción de vegetación se calculan utilizando el área que ocupa la qocha (A_{qc}), y los costos de remoción de vegetación:

$$D_{rem} = A_{qc} \cdot costo_{rem}$$

Donde:

D_{rem} : Costos de remoción de vegetación de la qocha (USD).

A_{qc} : Área de la qocha (m^2).

$costo_{rem}$: Costo unitario de remoción de vegetación (USD/ m^2).

El volumen de excavación de la qocha se calcula utilizando el volumen de la qocha (V_{exc}), de lo cual se desprenden los costos de excavación:

$$V_{exc} = \frac{A_{qc} \cdot y_{qc}}{3}$$

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

Donde:

D_{exc} : Costos de excavación de la qocha (USD).

V_{exc} : Volumen de excavación de la qocha (m^3).

y_{qc} : Profundidad máxima de la qocha (m^2).

$costo_{exc}$: Costo unitario de excavación (USD/ m^3).

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

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

Donde:

D_{int} : Costos de la intervención por construcción de la qocha (USD).

Los costos totales del escenario se calculan sumando los costos por cambio de cobertura del suelo y los costos por construcción de la qocha.



Foto: Carlos Palacios Núñez

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.

Escurrimiento en la región de contribución (q_o)	$\text{si } P_{(t)} > 0.05 \cdot S, \quad q_{o(t)} = \frac{(P_{(t)} - 0.05 \cdot S)^2}{P_{(t)} + 0.95 \cdot S}$ $\text{de lo contrario,} \quad q_{o(t)} = 0$
Volumen de agua atrapada en las zanjas de infiltración (V_{z2})	$V_{z2(t)} = \max(0, V_{q_o(t)} + V_{P(t)} - V_{ET(t)})$
Escurrimiento luego de la intercepción por las zanjas de infiltración ($q_{o,z}$)	$\text{si } V_{z2(t)} \leq V_z, \quad q_{o,z(t)} = 0$ $\text{si } V_{z2(t)} > V_z, \quad q_{o,z(t)} = 1000 \cdot \frac{(V_{z2(t)} - V_z)}{\text{área} \cdot 10000}$
Percolación en la región de contribución (p)	$p_{(t)} = \max(0, R_{s(t-1)} + P_{(t)} - q_{o,z(t)} - fc)$
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	$ET_{(t)} = \min(ET_{P(t)} \cdot r, 0.8(R_{s(t-1)} + P_{(t)} - q_{o(t)} - p_{(t)} - wp))$
Evapotranspiración después de las zanjas de infiltración (ET_z)	$ET_{z(t)} = ET_{(t)} + 1000 \cdot V_{ET(t)} \cdot \frac{\text{área}}{10000}$
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)	$q_{b(t)} = (R_{b(t)} - fc) \cdot (1 - \exp(-\alpha_b))$
Nivel freático en el acuífero debajo del humedal (h)	$h_{(t)} = h_{(t-1)} + \frac{r_a \cdot p_{(t)} - q_{gw(t)}}{800 \cdot Y_a}$
Flujo de agua subterránea del acuífero (q_{gw})	$q_{gw(t)} = \frac{8000 \cdot K_{sat,a} h_{(t-1)}}{L}$
Ingreso de agua en el humedal por escurrimiento (W_{qo})	$W_{qo(t)} = \frac{A_c \cdot q_{o,z(t)}}{A_{wl}}$
Ingreso de agua en el humedal por agua subterránea (W_{gw})	$W_{qo(t)} = \frac{A_c \cdot q_{o,z(t)}}{A_{wl}}$
Ingreso de agua en el humedal por precipitación (W_p)	$W_{P(t)} = P_{(t)}$
Ingreso de agua en el humedal por irrigación (W_{in})	$W_{in(t)} = \frac{1000 \cdot Q_{in(t)}}{A_{wl} \cdot 10000}$
Salida de agua del humedal por filtración (W_f)	$W_{s(t)} = \max\left(0, \frac{-K_{sat,wl} f c_{wl}^2}{(W_{wl(t-1)} + W_{qo(t)} + W_{gw(t)} + W_{P(t)} + W_{in(t)})^2 + K_{sat,wl}}\right)$
Salida de agua del humedal por evapotranspiración (W_{ET})	$W_{ET(t)} = \min\left(0.8 \cdot (W_{wl(t-1)} + W_{qo(t)} + W_{gw(t)} + W_{P(t)} + W_{in(t)} - W_{s(t)} - wp_{wl}), r_{wl} \cdot ET_{Pwl(t)}\right)$
Salida de agua del humedal por drenaje (W_{wd})	$W_{wd(t)} = \min\left(W_{wl(t-1)} + W_{qo(t)} + W_{gw(t)} + W_{P(t)} + W_{in(t)} - W_{s(t)} - W_{ET(t)}, \frac{1000 \cdot Q_{out(t)}}{A_{wl} \cdot 10000}\right)$
Salida de agua del humedal por exceso de saturación (W_{out})	$W_{out(t)} = \max(0, W_{wl(t-1)} + W_{qo(t)} + W_{gw(t)} + W_{P(t)} + W_{in(t)} - W_{s(t)} - W_{ET(t)} - W_{wd(t)} - W_{max})$
Balance hídrico en el humedal (W_{wl}) en un tiempo dado (t)	$W_{wl(t)} = W_{wl(t-1)} + W_{qo(t)} + W_{gw(t)} + W_{P(t)} + W_{in(t)} - W_{s(t)} - W_{ET(t)} - W_{wd(t)} - W_{out(t)}$
Percolación luego del efecto del humedal (p_{wl})	$p_{wl(t)} = \frac{A_c \cdot p_{(t)} + A_{wl} \cdot W_{s(t)}}{\text{área}}$
Evapotranspiración luego del efecto del humedal (ET_{wl})	$ET_{wl(t)} = \frac{A_c \cdot ET_{(t)} + A_{wl} \cdot W_{ET(t)}}{\text{área}}$
Caudal de escurrimiento luego del efecto del humedal ($q_{o,qc}$)	$q_{o,qc(t)} = \frac{A_{wl} \cdot W_{out(t)}}{\text{área}}$
Caudal total luego el efecto del humedal (Q_{sim})	$Q_{sim(t)} = q_{o,qc(t)} + q_{i(t)} + q_{b(t)}$
Caudal máximo que puede ser desviado hacia la amuna (q_{max})	$q_{max} = \frac{1000 \cdot 3600 \cdot 24}{\text{área} \cdot 10000} \cdot A_{am} \cdot v_{max}$
Caudal efectivo que es desviado hacia la amuna (q_{am})	$\text{si } Q_{sim(t)} - q_{min} \leq 0, \quad q_{am(t)} = 0$ $0 < Q_{sim(t)} - q_{min} \leq q_{max}, \quad q_{am(t)} = Q_{sim(t)} - q_{min}$ $\text{si } Q_{sim(t)} - q_{min} > q_{max}, \quad q_{am(t)} = q_{max}$



Retorno de agua inmediato al caude por infiltración (L_{ret})	$L_{ret(t)} = F_{ret} \cdot q_{am(t)}$
Pérdidas de agua por evaporación en el área de infiltración (L_{ET})	$L_{ET(t)} = ET_{P(t)} \cdot \frac{A_i}{\text{área}}$
Pérdidas de agua por percolación profunda al acuífero subterráneo (L_p)	$L_{p(t)} = r_a \cdot \frac{A_p}{\text{área}}$
Caudal restante en el cauce luego del desvío ($Q_{sim,r}$)	$Q_{sim,r(t)} = Q_{sim(t)} - q_{am(t)} + L_{ret(t)}$
Percolación adicional producida por la amuna (p_{am})	$p_{am(t)} = \max(0, q_{am(t)} - L_{ret(t)} - L_{ET(t)} - L_{p(t)})$
Reservorio de agua subsuperficial de la amuna (R_{b2})	$R_{b2(t)} = R_{b2(t-1)} + p_{am(t)} - q_{bam(t-1)}$
Caudal base adicional producido por la amuna (q_{bam})	$q_{bam(t)} = (R_{b2(t)} - fc) \cdot (1 - \exp(-\alpha_{am}))$
Evapotranspiración después de la amuna (ET_{am})	$ET_{am(t)} = ET_{(t)} + L_{ET(t)}$
Nivel freático en el acuífero debajo de la qocha (h)	$h_{(t)} = h_{(t-1)} + \frac{r_a \cdot p_{(t)} - q_{gw(t)}}{800 \cdot Y_a}$
Flujo de agua subterránea del acuífero (q_{gw})	$q_{gw(t)} = \frac{8000 \cdot K_{sat,a} h_{(t-1)}}{L}$
Volumen de ingreso de agua en la qocha por escorrentía (V_{qo})	$V_{qo(t)} = \frac{10000 \cdot A_c \cdot q_{o,am(t)}}{1000}$
Volumen de ingreso de agua en la qocha por agua subterránea (V_{gw})	$V_{gw(t)} = \frac{10000 \cdot A_c \cdot q_{gw(t)}}{1000}$
Volumen de ingreso de agua en la qocha por precipitación (V_p)	$V_{p(t)} = \frac{A_{qc} \cdot P_{(t)}}{1000}$
Volumen de ingreso adicional de agua en la qocha (V_{in})	$V_{in(t)} = Q_{in(t)}$
Volumen de salida de agua de la qocha por evaporación (V_{ET})	$V_{ET(t)} = \min \left(\frac{0.5 \cdot ET_{qc(t)} \cdot A_{qc} \cdot \left(\frac{V_{qc(t-1)}}{V_{max}} \right)^{\frac{2}{3}}}{1000}, V_{qc(t-1)} + V_{qo(t)} + V_{gw(t)} + V_{p(t)} + V_{in(t)} \right)$
Volumen de salida de agua de la qocha por filtración (V_s)	$V_{s(t)} = \min \left(\frac{K_{sat,qc} \cdot A_{qc} \cdot \left(\frac{V_{qc(t-1)}}{V_{max}} \right)^{\frac{2}{3}}}{1000}, V_{qc(t-1)} + V_{qo(t)} + V_{gw(t)} + V_{p(t)} + V_{in(t)} - V_{ET(t)} \right)$
Volumen de salida de agua de la qocha por uso humano (V_{wd})	$V_{wd(t)} = \min(Q_{out}, V_{qc(t-1)} + V_{qo(t)} + V_{gw(t)} + V_{p(t)} + V_{in(t)} - V_{ET(t)} - V_{s(t)})$
Volumen de salida de agua de la qocha por desborde (V_{out})	$V_{out(t)} = \max(0, V_{qc(t-1)} + V_{qo(t)} + V_{gw(t)} + V_{p(t)} + V_{in(t)} - V_{ET(t)} - V_{s(t)} - V_{wd(t)} - V_{max})$
Volumen de agua disponible en la qocha (V_{qc}) en un tiempo dado (t)	$V_{qc(t)} = V_{qc(t-1)} + V_{qo(t)} + V_{gw(t)} + V_{p(t)} + V_{in(t)} - V_{ET(t)} - V_{s(t)} - V_{wd(t)} - V_{out(t)}$
Percolación luego del efecto de la qocha (p_{qc})	$p_{qc(t)} = \frac{A_c \cdot p_{(t)} + 0.1 \cdot V_{qc(t)}}{\text{área}}$
Evapotranspiración luego del efecto de la qocha (ET_{qc})	$ET_{qc(t)} = \frac{A_c \cdot ET_{(t)} + 0.1 \cdot V_{ET(t)}}{\text{área}}$
Caudal de escorrentía luego del efecto de la qocha ($q_{o,qc}$)	$q_{o,qc(t)} = \frac{0.1 \cdot V_{out(t)}}{\text{área}}$
Caudal total luego el efecto de la qocha (Q_{sim})	$Q_{sim2(t)} = q_{o,qc(t)} + q_{i(t)} + q_{b2(t)}$
Pérdida de suelos (A)	$A_{(t)} = U \cdot q_{or(t)} \cdot P_{(t)}^{1.218}$
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 (M_A)	$M_A = \text{área} \sum_1^n A_{(t)}$
Concentración de sedimentos promedio (μ_c)	$\mu_c = \frac{\sum_1^n c_{sim(t)}}{n}$
Número de días por encima (D_{ua}) o debajo (D_{ub}) 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 (V_{ua}) o debajo (V_{ub}) 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 (Δ_{var})	$\Delta_{varEi} = (V_{var})_{Ei} - (V_{var})_{LB}$
Costos de escenario (Ei) por cambios de cobertura (D_{cob})	$D_{cobEi} = \sum_1^3 \max(0, ((\text{área}_{cobertura_j})_{Ei} - (\text{área}_{cobertura_j})_{LB}) \cdot \text{costo}_{cobertura_j})$
Costos de escenario (Ei) por construcción o recuperación de amunas (D_{int})	$D_{intEi} = \frac{T}{100} \cdot L_{am} \cdot \text{costo}_{rem} + V_{exc} \cdot \text{costo}_{exc} + L_{am} \cdot P_{am} \cdot \text{costo}_{imp}$
Costo total de implementación (D_{total}) de escenario (Ei)	$D_{totalEi} = D_{cobEi} + D_{intEi} + D_{otrEi}$
Costo-eficiencia en una variable (CE_{var})	$CE_{varEi} = \frac{\Delta_{varEi}}{D_{totalEi}}$

Fuente: Elaboración propia.



Foto: Infraestructura Natural para la Seguridad Hídrica

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). *SUPERCUBHIC 2.0: Metodología de cuantificación de impactos de combinación de intervenciones sobre la infraestructura natural*. Forest Trends, Lima, Perú.

