

CUBHIC 2.0:

DOCUMENTO METODOLÓGICO:

HUMEDALES



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.



Foto: Michell León

Intervención evaluada

Protección y restauración de humedales altoandinos

Los humedales son ecosistemas que se caracterizan por inundaciones y saturación del suelo permanentes o estacionales, que albergan especies características de vegetación hidrófila capaces de desarrollarse en estas condiciones. Bajo ciertas condiciones, los humedales son capaces de almacenar una gran cantidad de materia orgánica en el suelo (un suelo negro llamado turba), a los que se denominan turberas. Los humedales altoandinos, también llamados bofedales en Perú^{5,6}, son en gran parte turberas. Los bofedales, humedales y turberas son reconocidos por los múltiples servicios ecosistémicos que proveen, incluyendo forraje de gran valor para la ganadería altoandina, regulación hídrica para la cuenca o, a nivel global, el secuestro de carbono en los suelos.

El beneficio más común de los humedales, en términos de seguridad hídrica, se atribuye a menudo a su capacidad para reducir la escorrentía superficial producida por la precipitación a escala de paisaje y, por lo tanto, para incrementar los flujos lentos en los cursos aguas abajo. En este contexto, los humedales se ven a menudo como una alternativa potencial al almacenamiento artificial de agua, aunque con menos capacidad para el control activo de su liberación. Muchas amenazas existen sobre los bofedales como la extracción de la turba (champería) o el sobrepastoreo. Sin embargo, el manejo artificial de los humedales, incluyendo su irrigación y drenaje, es posiblemente una de las prácticas más impactantes para estos ecosistemas. Esta metodología se enfoca principalmente en este manejo artificial y su remediación.

⁵ Squeo, F., Warner, B., Aravena, R., & Espinoza, D. (2006). Bofedales: High altitude peatlands of the central Andes. *Revista Chilena De Historia Natural*, 79: 245–255.

⁶ Chimner, R. A., Bourgeau-Chavez, L. L., Grelik, S. L., Hribljan, J., Planas, A. M., Polk, M. H., Lilleskov, E., & Fuentealba, B. D. (2019). Mapping Mountain Peatlands and Wet Meadows Using Multi-Date, Multi-Sensor Remote sensing in the Cordillera Blanca, Peru. *Wetlands*, 39: 1057-1067.

Calculando los beneficios



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

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

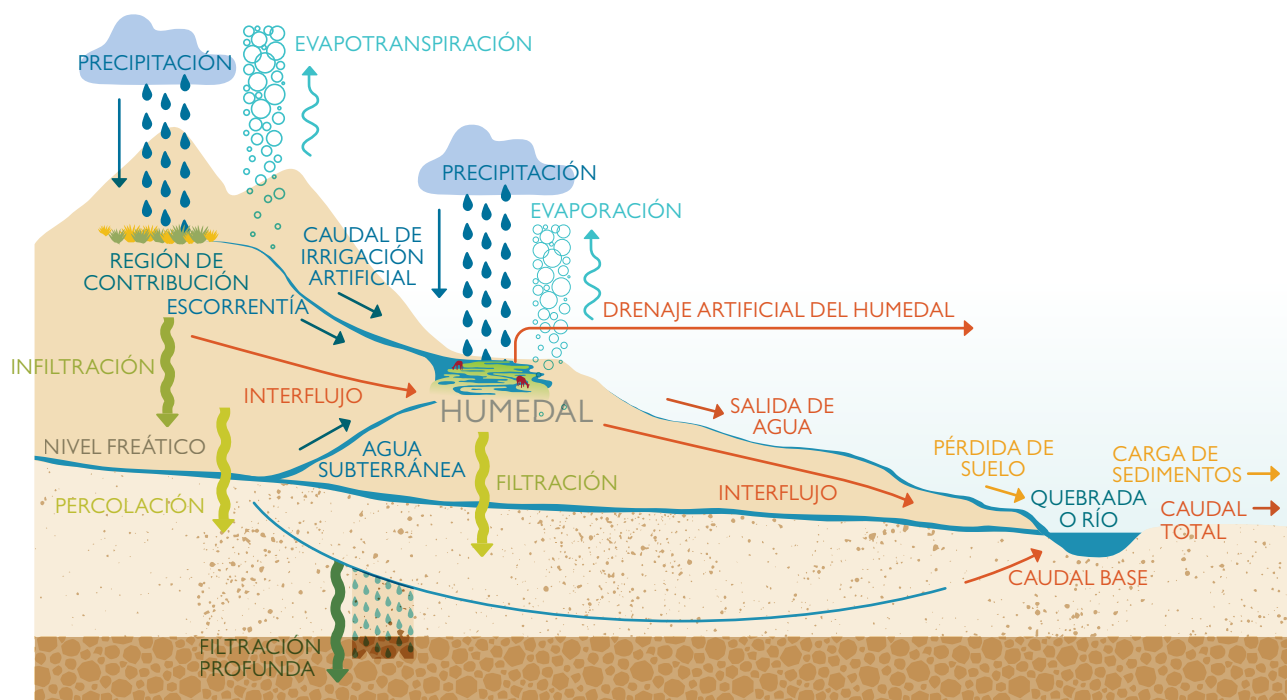
Múltiples escenarios pueden ser configurados para comparar diversos beneficios de las aplicaciones de las distintas intervenciones sobre la infraestructura natural. Cada escenario tiene un conjunto de entradas específicas para las condiciones que representa, lo que a su vez influye en las salidas del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

Este documento técnico presenta los detalles de los pasos de cálculo propuestos para cuantificar los impactos de la 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.

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

Ecuación de balance hídrico en la región de contribución

Figura 1. Entradas y salidas de balance hídrico para la protección y restauración de humedales altoandinos.



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**.

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.

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 (**Figura 1**). 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.

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

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

Donde:

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

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

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

Escorrentía superficial

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

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

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

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

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

Entonces, la 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:

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

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: Carlos Alberto Vergara Manrique de Lara

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

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

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

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

Donde:

- α_{etp} : Coeficiente (1.26).
 - Δ : Pendiente de la curva temperatura-presión de saturación (kPa/°C).
 - T : Temperatura media diaria (°C).
 - e_0 : Presión de vapor de saturación (kPa).
 - λ : Calor latente de vaporización (MJ/kg).
 - γ : Constante 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 así¹¹:

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

Donde:

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

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

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

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

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

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

Donde:

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

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

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

Donde:

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

Evapotranspiración real

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

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

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

Enrutamiento de caudal

Interflujo

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

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

Donde:

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

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

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

Donde:

τ_i : Tiempo de residencia del interflujo (día).

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

Reservorio subsuperficial

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

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

Donde:

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

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

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

Caudal base

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

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

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 (W_{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:

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

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 (WET) 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) $rwl = 1$.

$ET_{Pwl(t)}$: 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 psicrométrica (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 tiempo¹⁶, y otra que calcula el flujo de agua subterránea en función a la altura del nivel freático¹⁷. 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):

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

¹⁶ Smedema, L. K. & Rycroft, D.W. (1983). *Land drainage – planning and design of agricultural drainage systems*. Cornell University Press, Ithaca, N.Y.

¹⁷ Hooghoudt, S. B. (1940). *Bijdrage tot de kennis van enige natuurkundige grootheden van de grond*. Versl. Landbouwk. Onderz., 46: 515-707.



Foto: Bruno Bernal

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:

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

Ecuación de pérdida de suelo

Las ecuaciones de pérdida de suelos utilizan el volumen de salida del humedal por exceso de saturación convertido en lámina de escorrentía ($q_{o,wl}$) para cuantificar la carga y concentración de sedimentos y así ofrecer una estimación del potencial de los humedales para reducir la erosión.

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 precipitación¹⁸.

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 requeridos¹⁹. 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 es usado en este documento, algunos de sus cálculos relevantes (p.ej., factores L S y evapotranspiración) sí lo son²⁰.

La ecuación USLE estándar es la siguiente²¹:

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

Donde:

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

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

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

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

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

Ecuación USLE-M

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

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

Donde:

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

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

Y:

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

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

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

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

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

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

Donde:

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

²² Kinnell, P. I. A. & Risse, L. M. (1998). *USLE-M: Empirical Modeling Rainfall Erosion through Runoff and Sediment Concentration*. Soil Science Society of America Journal 62: 1667-1672.

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

Factor R

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

$$R = I_{30} \sum_{1}^m (e_m \cdot v_m)$$

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 .

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 horas²⁵. Cuando se aplica esta distribución de tormenta a un valor de precipitación de 24 horas, el factor R puede calcularse aplicando únicamente el valor de precipitación de 24 horas²⁶. Al repetir este método para distintas profundidades de precipitación, se estableció la siguiente relación:

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

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

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

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

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

²⁶ Froehlich, D. C. (2009). NRCS Design Storm Erosivity. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 135: 76-86.

Factor K

Es importante señalar que normalmente los factores K para la ecuación USLE se encuentran en unidades del sistema imperial, habitualmente utilizado en los Estados Unidos, en contraposición con las unidades métricas que se utilizan en el Sistema Internacional (SI). Los factores K utilizados en el sistema imperial de unidades deben multiplicarse por 0.1317 para obtener la ecuación USLE-M en unidades métricas²⁷. Este ajuste debe efectuarse de manera adicional al que se requiere para convertir USLE K a 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 $\Sigma R=32$ y $\Sigma R_{UM}=8$, 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 así¹¹:

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

Donde:

λ : Longitud de la pendiente (m).

m : Factor de potencia:

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

siendo:

θ : Ángulo de la pendiente en radianes:

$$\theta = \arctan s$$

y:

s : Pendiente (m/m).

²⁷ Foster, G. R., McCool, D. K., Renard, K. G. & Moldenhauer, W. C. (1981). Conversion of the Universal Soil Loss Equation to SI Metric Units. *Journal of Soil and Water Conservation*, 36: 355-359.

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

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

Factor C

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

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

Ecuación simplificada

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

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

Donde:

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

Concentración de sedimentos

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

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

Donde:

- $c_{sim(t)}$: Concentración de sedimentos simulada en el paso de tiempo actual (g/m³).
- $A_{(t)}$: Pérdida de suelo en el paso de tiempo actual (ton/ha).
- $Q_{sim2(t)}$: Caudal total simulado en el paso de tiempo actual (mm).



Foto: Gabriel Rojas Guillén

Costos de escenario por intervención

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 (m^2).

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

Los costos totales del escenario se calculan sumando los costos por cambio de cobertura del suelo y los costos por conservación del humedal.



Foto: Ana Castañeda

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 I**.



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

Escurrentía en la región de contribución (q_c)	$\text{si } P_{(t)} > 0.05 \cdot S, \quad q_{o(t)} = \frac{(P_{(t)} - 0.05 \cdot S)^2}{P_{(t)} + 0.95 \cdot S}$ de lo contrario, $q_{o(t)} = 0$
Percolación en la región de contribución (p)	$p_{(t)} = \max(0, R_{s(t-1)} + P_{(t)} - q_{o(t)} - fc)$
Evapotranspiración en la región de contribución (ET_p)	$\text{si } T_{(t)} > 0, \quad ET_{p(t)} = \frac{\alpha_{etp} \cdot \Delta}{\lambda \cdot (\Delta + \gamma)} ((1 - \alpha) \cdot H_{sw} + H_{lw})$ de lo contrario, $ET_{p(t)} = 0$
Ajuste de ET por punto de marchitez	$ET_{(t)} = \min(ET_{p(t)} \cdot r, 0.8(R_{s(t-1)} + P_{(t)} - q_{o(t)} - p_{(t)} - wp))$
Balance hídrico en el suelo en la región de contribución (R_s)	$R_{s(t)} = R_{s(t-1)} + P_{(t)} - q_{o(t)} - ET_{(t)} - p_{(t)} - q_{i(t-1)}$
Interflujo en la región de contribución (q_i)	$q_{i(t)} = (R_{s(t)} - wp) \cdot (1 - \exp(-\alpha_i))$
Reservorio subterráneo en la región de contribución (R_b)	$R_{b(t)} = R_{b(t-1)} + p_{(t)} - q_{b(t-1)}$
Caudal base en la región de contribución (q_b)	$q_{b(t)} = (R_{b(t)} - fc) \cdot (1 - \exp(-\alpha_b))$
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 escurrentía (W_{qo})	$W_{qo(t)} = \frac{A_c \cdot q_{o(t)}}{A_{wl}}$
Ingreso de agua en el humedal por agua subterránea (W_{gw})	$W_{gw(t)} = \frac{A_c \cdot q_{gw(t)}}{A_{wl}}$
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_s)	$W_{s(t)} = \max\left(0, \frac{-K_{sat,wt} f_{wt}^2}{(W_{wl(t-1)} + W_{qo(t)} + W_{gw(t)} + W_{p(t)} + W_{in(t)})^2} + K_{sat,wt}\right)$
Salida de agua del humedal por evapotranspiración (W_{ET})	$W_{ET(t)} = \min(0.8 \cdot (W_{wl(t-1)} + W_{qo(t)} + W_{gw(t)} + W_{p(t)} + W_{in(t)} - W_{s(t)} - wp_{wl}), r_{wl} \cdot ET_{p_{wl}(t)})$
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 escurrentía luego del efecto del humedal ($q_{o,qc}$)	$q_{o_{wl}(t)} = \frac{A_{wl} \cdot W_{out(t)}}{\text{área}}$
Caudal total luego el efecto del humedal (Q_{sim})	$Q_{sim(t)} = q_{o_{wl}(t)} + q_{i(t)} + q_{b(t)}$
Pérdida de suelos (A)	$A_{(t)} = U \cdot q_{o_{wl}(t)} \cdot P_{(t)}^{1.218}$
Concentración de sedimentos (c_{sim})	$c_{sim(t)} = 1E5 \cdot \frac{A_{(t)}}{Q_{sim(t)}}$

Fuente: Elaboración propia.

Para calcular los beneficios hidrológicos y económicos del proyecto específico y sus escenarios, el proceso se resume en la **Tabla 2**. Los detalles de estos cálculos se pueden consultar en el Manual de uso⁴ de CUBHIC 2.0.

Tabla 2. 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})	$D_{cobEi} = \sum_1^3 \max(0, ((\text{área}_{cobertura_j})_{Ei} - (\text{área}_{cobertura_j})_{LB}) \cdot costo_{cobertura_j})$
Costos de escenario (E) protección y restauración de humedal (D_{int})	$D_{int} = A_{wl} \cdot costo_{rec}$
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: Bruno Berna

www.infraestructuranatural.pe

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

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

¿Cómo citar este documento?

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



Canada



Imperial College
London