

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXVII CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

**MODELACIÓN DE LA DINÁMICA SEDIMENTARIA EN LA CUENCA DEL
EMBALSE CARITAYA**

TOMÁS VERGARA A.¹

HERNÁN ALCAYAGA S.²

DIEGO CAAMAÑO A.³

CHRISTIAN GONZÁLEZ M.⁴

RESUMEN

Las poblaciones en zonas desérticas suelen utilizar embalses para su desarrollo y subsistencia, pero la vida útil de estos se ve disminuida por la sedimentación. Este estudio evalúa la generación y sedimentación del material erosionado en una cuenca ubicada en el desierto de Atacama, uno de los más áridos del planeta. Se calcula la estimación de la erosión en ladera utilizando la ecuación Universal Revisada de Pérdida de Suelo (RUSLE), complementada con la Razón de Entrega de Sedimentos en Ladera (HSDR), una normalización que entrega el porcentaje estimado del material erosionado que efectivamente se sedimenta en la zona de estudio. Los resultados indican que la mayor parte de la erosión se concentra en los lugares con mayor pendiente y donde la intensidad y duración de las precipitaciones son mayores. El índice HSDR muestra que solo el 50% del material erosionado llega a la zona de interés como material sedimentado, si se comparan estos resultados con datos empíricos de sedimentación se observa una concordancia general. Al evaluar la influencia de los fenómenos El niño y La Niña mediante el Índice Niño Oceánico (ONI) sobre la sedimentación y las precipitaciones, no se identifica una relación estadísticamente significativa.

¹ Tesista, Escuela de Obras Civiles, Universidad Diego Portales – email: tomas.vergara1@mail.udp.cl

² Profesor asociado, Escuela de Ingeniería en Obras Civiles, Universidad Diego Portales – email: hernan.alcayaga@mail.udp.cl

³ Profesor asociado, Departamento de Ingeniería civil, Universidad Católica de la santísima Concepción – email: dcaamano@ucsc.cl

⁴ Profesor asistente, Escuela de Ingeniería en Obras Civiles, Universidad Diego Portales – email: Christian.González@udp.cl

1. INTRODUCCIÓN

En el extremo norte de Chile se encuentra el Desierto de Atacama, uno de los más áridos del mundo (Bozkurt et al., 2015), el que se distingue por sus altos índices de radiación solar y sus bajas precipitaciones. Estas lluvias se concentran mayoritariamente en el periodo comprendido entre diciembre y marzo, cuando ocurren entre el 60% al 90% del total anual. Esta estacionalidad se debe principalmente a la ocurrencia de tormentas convectivas, que son activadas localmente por la formación de bajas térmicas (Sarricolea & Romero, 2015).

Por otra parte, los embalses desempeñan un papel crucial en las regiones áridas, donde el agua es un recurso extremadamente escaso y de gran importancia. La disponibilidad hídrica se limita a unos pocos meses al año y nunca se presenta de manera constante, lo que incrementa la necesidad de infraestructuras de almacenamiento para garantizar el abastecimiento, suministro de agua a comunidades, la irrigación de cultivos y el desarrollo de actividades económicas esenciales para su sostenibilidad.

Uno de los principales problemas asociados al uso prolongado de los embalses es la acumulación de sedimentos. La sedimentación es un proceso mediante el cual las partículas de suelo son erosionadas y transportadas por el agua y depositadas aguas abajo, formando capas de partículas en el fondo de cuerpos de agua, como en embalses o ríos (Obialor et al., 2019). Por lo tanto, y en particular para embalses, este es un proceso que disminuye progresivamente su capacidad de almacenamiento útil. Asimismo, esta pérdida del volumen de almacenamiento tiene consecuencias negativas, entre ellas, reduce la confiabilidad en la gestión del agua, limita su uso eficiente en periodos de escasez y complica el manejo de inundaciones durante eventos climáticos extremos (George et al., 2017).

Estudios como el de Morris y Fan (1998) han documentado extensamente los mecanismos de transporte, depósito y acumulación de sedimentos en regiones no áridas. Además, se han desarrollado estrategias avanzadas de gestión de sedimentos. Estas investigaciones han permitido implementar medidas efectivas de mitigación, optimizando la vida útil de los embalses y minimizando los impactos ambientales asociados. No obstante, aunque se ha avanzado significativamente en la comprensión de los procesos de erosión, transporte y sedimentación en zonas no áridas a lo largo del mundo, en Chile se destacan los trabajos de Bonilla et al. (2010) en climas mediterráneos, cuantificar la producción de sedimentos en zonas áridas es un desafío. Nuestra comprensión científica sobre la producción de sedimentos en entornos áridos sigue siendo incompleta debido a la falta de datos observados y de un marco teórico completo (Mahmood et al., 2023). Así, los objetivos del presente trabajo son evaluar y modelar la sedimentación en un ambiente árido, aportando información en este tipo de zonas. Para ello, se calculará la erosión con la ecuación RUSLE, mientras que el transporte de sedimentos de dicha erosión con el índice HSDR, aplicado a la cuenca del embalse Caritaya ubicada en el desierto de Atacama.

2. ZONA DE ESTUDIO

El Desierto de Atacama ubicado en el norte de Chile (Latitudes 18°-26° S) es ampliamente categorizado como la zona más árida del mundo, sin considerar las regiones polares (Bozkurt et al., 2015), y así ha sido por los últimos diez millones de años (Clark et al., 2006).

La geografía del Desierto de Atacama está caracterizada por ser un angosto pasillo de aproximadamente 200 km de oeste a este. La pendiente inicia en su lado oeste limitado por el Océano Pacífico, a una altura de 0 m s.n.m., hasta su límite en el Este definidos por la Cordillera de los Andes, llegando a los 6000 m s.n.m. A lo largo de la costa, las precipitaciones promedio anuales rondan los 5 mm, mientras que para la zona cordillerana son del orden de 10 a 150 mm concentrados en los meses de verano (i.e. diciembre-marzo) (Bozkurt et al., 2016). En general, la temperatura promedio es de 6°C. El índice de aridez según la Unesco (UNEP) se estima en menos de 0.05 para los sectores por debajo de los 3500 m s.n.m., siendo categorizadas como una región hiper árida. Por otro lado, los sectores por sobre los 3500 m s.n.m. llegan a un índice de aridez de 0.2, calificándose como zona árida (Fintad et al., 2014 & Houston et al., 2003). La literatura ha mostrado una dependencia climática con respecto de los fenómenos de El Niño y La Niña, en donde el Niño aumenta la temperatura del Océano Pacífico, aumentando la intensidad de las precipitaciones (Cerda et al., 2019; Alcayaga et al. 2022). Alcayaga et al. (2025) estudia la densidad de estaciones meteorológicas presentes en el Desierto de Atacama, determinando el valor de $3.7 \cdot 10^{-4}$ estaciones/km². Además, destaca una pobre distribución de estas en el terreno.

El embalse Caritaya, construido en la década de 1930, se ubica en la región de Arica y Parinacota (Figura 1b), provincia de Arica, comuna de Camarones, en el límite con la región de Tarapacá, en su zona este. Específicamente, la cuenca Caritaya es subcuenca de la cuenca Camarones, en las latitudes 19° 0' 6" lat. sur 69° 20' 10" lat. oeste. Este embalse se encuentra a 100 km al norte de Caleta Camarones, que corresponde a un poblado donde desembocan las aguas de la cuenca Camarones. La cuenca definida por el embalse tiene un área de 366 km² aproximadamente, con su punto más bajo en la salida del embalse a los 3641 m s.n.m., y su punto más alto en el extremo este a 5339 m s.n.m. (Figura 2).

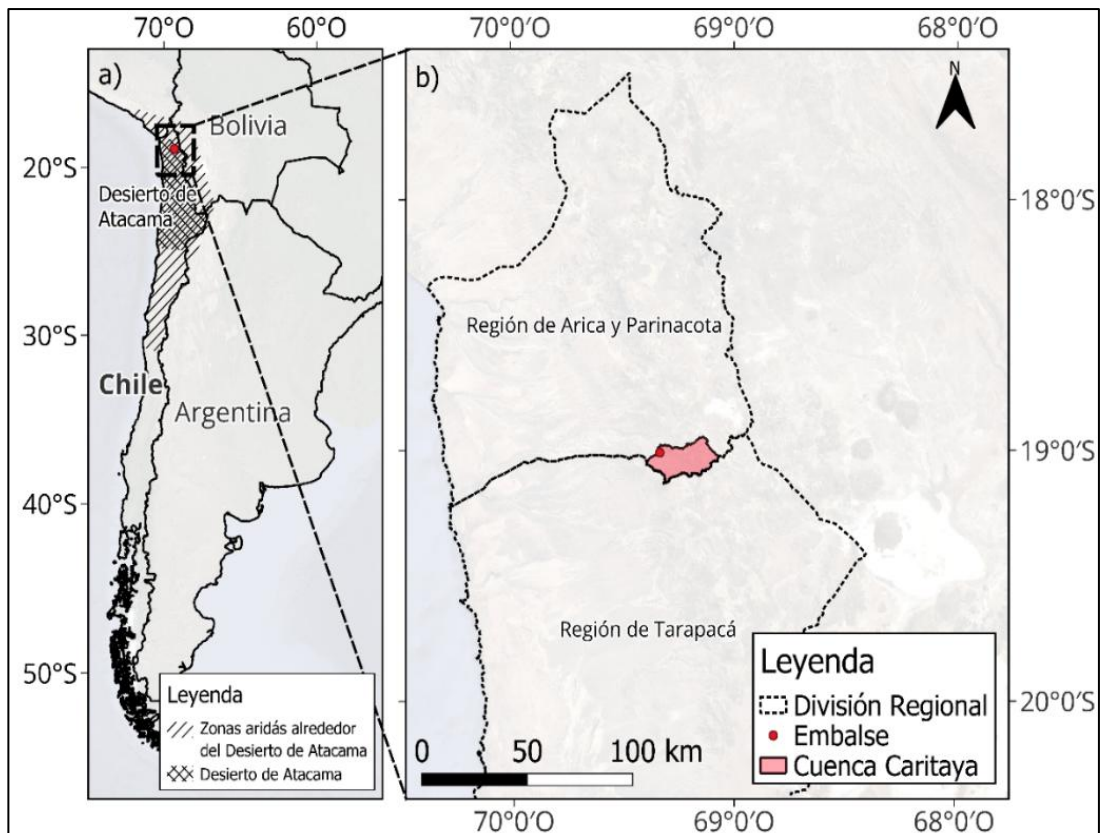


Figura 1: Ubicación zona de estudio en referencia al Desierto de Atacama en Chile(a), Cuenca Caritaya a escala Regional (b).

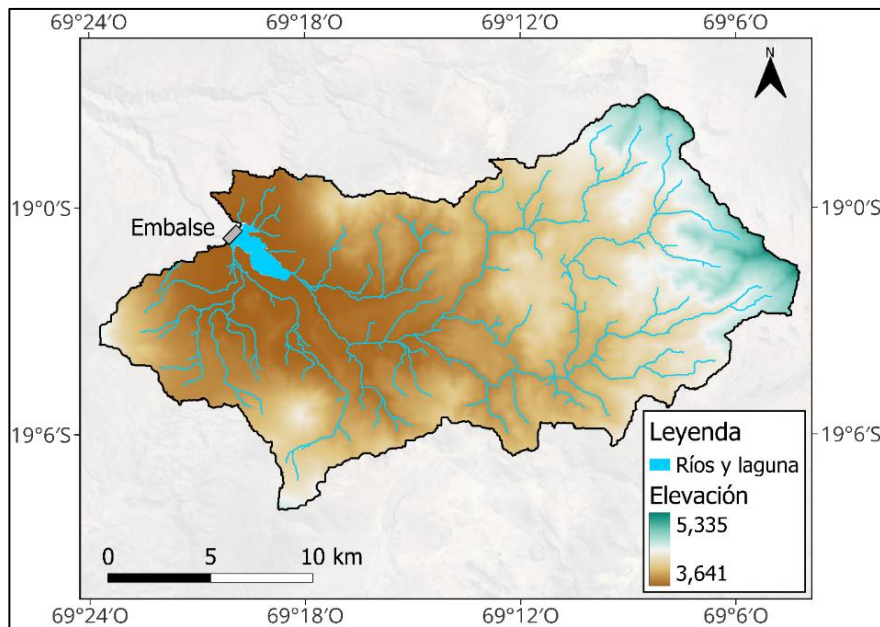


Figura 2: Cuenca del embalse Caritaya, visualizando la topografía.

Las precipitaciones en la cuenca están concentradas entre los meses de diciembre a marzo, con un pequeño aumento en el mes de julio (Figura 3), donde la precipitación anual en promedio es de 324 mm para el periodo 2001-2024.

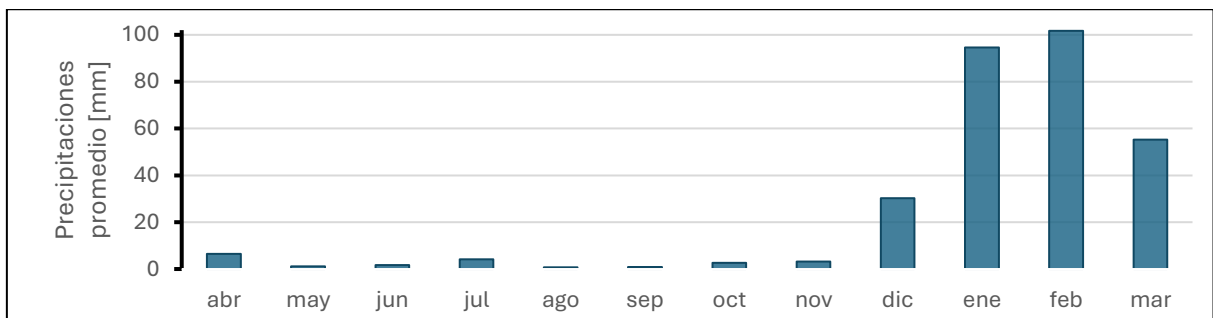


Figura 3: Precipitaciones promedio mensuales (años 2001-2024) en la cuenca del embalse Caritaya (Imerg v7).

3. METODOLOGÍA

La metodología combina la aplicación del modelo RUSLE en conjunto con HSDR en un ambiente GIS a escalas variadas de grillas (raster). RUSLE es un modelo empírico, que permite identificar y estimar la erosión en la cuenca, mientras que HSDR parametriza el porcentaje de la erosión que llega al embalse. La Figura 4 muestra el esquema metodológico aplicado y adaptado para la cuenca estudiada. Este se divide en 4 columnas compuestas por: (i) **Variable** que muestran las componentes de las ecuaciones – descritas más abajo – necesarias para realizar los cálculos. (ii) **Fuente de datos**, que indica los productos satelitales utilizados para obtener la información. (iii) **Función** donde se indica los modelos y ecuaciones asociadas a la erosión o el transporte de sedimentos. (iv) **Resultado** en donde se indican los resultados obtenidos en el proceso. Estos resultados son comparados preliminarmente con valores empíricos obtenidos en terreno.

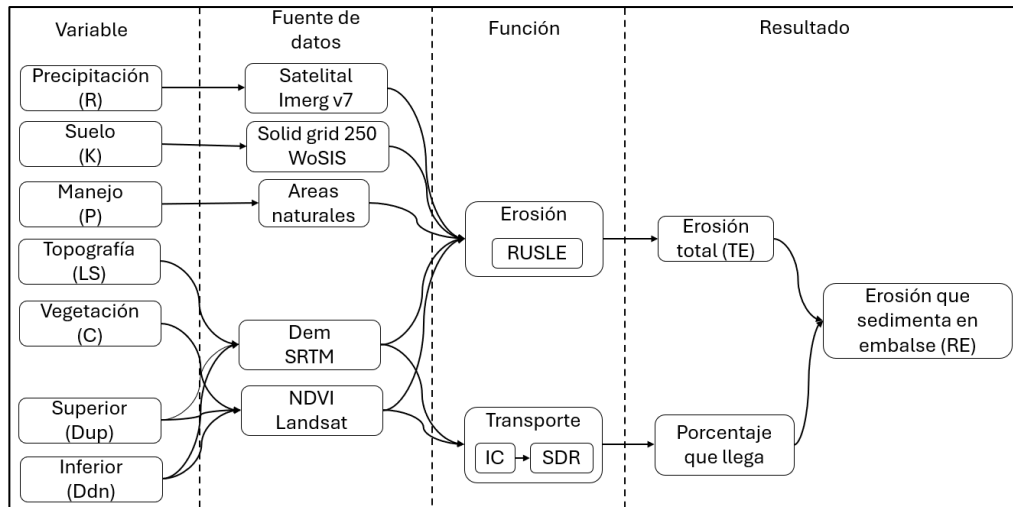


Figura 4: Esquema metodológica

Para la determinación de la erosión en ladera de la cuenca se utiliza el modelo RUSLE, aplicado desde 1978 originalmente como USLE (Wischmeier and Smith, 1978.). Este es un modelo empírico que ha tenido múltiples cambios y adaptaciones a lo largo del tiempo, actualizándose a la disponibilidad de datos, variables presentes en un sistema y avances en tecnologías de monitoreo, en especial de productos satelitales. Ha sido ampliamente usado alrededor del mundo dada su relativa simplicidad y baja cantidad de información requerida (Benavidez et al., 2018). Este método ha sido usado en varios estudios en zonas áridas, similares a nuestra zona de estudio, tales como las que enumeran Mahmood et al. (2023): En los desiertos de Jordania (Farhan y Nawaiseh, 2015), Iraq e Iran (Allfta y Opp, 2022), Etiopia (Mathewos et al., 2024).

La ecuación RUSLE busca calcular el valor de erosión (A) en unidades de $\text{ton ha}^{-1} \text{año}^{-1}$, y su cálculo se realiza mediante la multiplicación de cinco factores, expresado de la siguiente forma (ecuación 1):

$$A = R * K * LS * C * P \quad (1)$$

R representa la erosividad de la lluvia ($\text{MJ mm h}^{-1} \text{ha}^{-1} \text{año}^{-1}$), K es la resistencia del suelo a ser erosionado ($\text{ton h/ha MJ}^{-1} \text{mm}^{-1}$), LS está asociado a la longitud de la pendiente y su ángulo (adimensional), C depende de la vegetación presente en la zona (adimensional) y P refiere a los manejos de sedimentos que puedan existir (adimensional). A continuación, se presentan en detalle los componentes de la ecuación 1.

El factor de erosividad de la lluvia (R) representa la capacidad de la lluvia para causar erosión en el suelo. Este considera los efectos que tiene la intensidad de la lluvia, su duración y su magnitud.

Para su cálculo se utilizan productos satelitales de precipitación para la determinación de las precipitaciones asociadas a la cuenca, específicamente el producto satelital Imerg en su versión 07, el cual combina información de la constelación satelital de las misiones GPM y TRMM para estimar precipitaciones alrededor de casi todo el mundo a una resolución de grillas de 10.7×10.7 km.

El factor topográfico (LS) parametriza los efectos de la topografía en la erosión y depende de propiedades como la longitud de pendiente y su inclinación. Los componentes de la ecuación se

determinan del análisis mediante el software GIS a partir de un Modelo de Elevación Digital (DEM) generado por la Nasa en su misión SRTM a una resolución de 30 x 30 metros.

El factor de erodabilidad del suelo (K) representa la resistencia del suelo a ser erosionado por la energía cinética producida por el impacto de las gotas de agua. Este considera los efectos que aportan a la resistencia y la composición del suelo. El factor se evalúa a través del porcentaje de arena, arcilla y limo. Sus valores se extraen desde la plataforma SolidGrids250 la cual, por medio de algoritmos de machine learning, mapea la distribución espacial de las propiedades del suelo alrededor del mundo, mediante la recopilación de información del WoSIS database (Hengl et al., 2017). SolidGrid entrega información espacial distribuida a una resolución de 250 metros.

El factor de cobertura vegetal (C) mide los efectos de la cobertura de vegetación que sirve como capa protectora a la erosión. Este factor se calcula mediante la normalización del índice NDVI, factor que mide la densidad de vegetación mediante mediciones de luz infrarrojo cercano y rojo visible.

El factor de manejo (P) se estima según si existen acciones humanas que se realicen para el manejo y disminución de la erosión. Dado que en la zona de estudio no existen acciones de ningún tipo, se considera $P = 1$.

Markos et al. (2024) destaca la importancia de la integración del modelo RUSLE con la relación de entrega de sedimentos en ladera (HSDR), componente que pondera el potencial de energía obtenido aguas arriba y el potencial de energía que se opone en la ruta de los sedimentos. De esta forma se calcula el porcentaje de erosión que efectivamente llega a la zona de interés.

En primer lugar, para la obtención del HSDR, es necesario calcular el índice de conectividad (IC) factor que representa el potencial de conectividad, caracterizado a partir de las propiedades del terreno (Borselli et al., 2008). Este factor se calcula mediante la determinación de dos factores: (i) el potencial de transporte para el flujo descendente, el cual considera el área aguas arriba de la celda analizada y representa el potencial de aporte de sedimentos, y (ii) el potencial de resistencia en el trayecto descendente, el cual depende de la ruta hacia la zona de sedimentación, y representa la resistencia del terreno a conectar los sedimentos con una zona de sedimentación. Ambos factores están relacionados directamente a las características topográficas de la zona y la vegetación.

Como el uso de IC no es directo, se debe transformar mediante una relación funcional para así obtener un porcentaje que representa la cantidad del sedimento erosionado que va a sedimentar en la zona de interés, obteniendo así el factor HSDR (Vigiak et al., 2012). Para esto, se utiliza la ecuación (2), la que corresponde a una curva sigmoide del tipo Boltzmann:

$$HSDR_s = HSDR_{max} \left(1 + \exp\left(\frac{IC_0 - IC_s}{c}\right) \right)^{-1} \quad (2)$$

donde IC_0 se calcula como el valor máximo menos el valor mínimo que puede tomar HSDR dividido 2. Considerando $HSDR_{max}$ como 1 y $HSDR_{min}$ como 0 se tiene que IC_0 es 0.5. Del mismo modo, c es un factor de calibración que cumple el rol de aumentar o disminuir la pendiente de la curva. Para el caso de estudio se toma un valor promedio $c = 1$.

El valor de sedimentación anual se obtiene mediante la multiplicación del factor HSDR y la erosión calculada (A) para cada año.

La sedimentación observada se obtiene mediante trabajo en terreno realizado el año 2023, consistente en la extracción de una muestra de un núcleo de sedimento (*core*) de 30 centímetros de profundidad y 6 centímetros de diámetro. Esta es extraída usando el sistema Vibrocoring, consistente en un muestreador tubular conectado a una cabeza motriz (fuente de vibración) que se introduce en los sedimentos para obtener muestras no perturbadas en el centro del embalse. Luego, esta muestra es analizada en laboratorio para su datación, la que se realiza mediante el análisis del radioisótopo ^{210}Pb .

4. RESULTADOS

Con las precipitaciones registradas por el Imerg V7 se determinó el valor del factor R . Los resultados muestran que existe una distribución espacial, que se mantiene en orden de magnitud similares para todos los años estudiados, donde los mayores valores se encuentran en la zona norte y este de la cuenca. Se encuentra una variabilidad inter e intra anual. El factor R está intrínsecamente relacionado a las tormentas registradas, las cuales para el periodo estudiado fueron un total de 64 tormentas, en promedio de 3 tormentas por año.

La distribución de los valores de LS está fuertemente relacionada a los grados de pendiente, específicamente a mayor pendiente mayor valor de LS . El valor LS es uno de los factores que muestra mayor variabilidad espacial, dependiente de las características topográficas, pero este se mantiene constante para todos los años.

El factor K depende de los porcentajes del tipo de suelo. En general, este es un 60% de arena, 22% de limo y 18% de arcilla. Al analizar la distribución espacial, se destaca que la variación en el factor K es muy baja (de 0.01) lo que indica que la resistencia del suelo a la erosión es similar a la largo de toda la cuenca. Además, se observa que la arcilla está asociada a un aumento en la resistencia.

Los valores de $NDVI$ presentes en la zona toman valores entre 0 y 0.11, con pocos puntos específicos que están entre los valores 0.3 y 0.4. En la literatura se observa que los valores del orden de 0.05 se asocian a zonas hiperáridas y 0.17 a 0.33 a pastizales semiáridos. En específico, Huete et al. (2002) confirma valores de $NDVI$ del orden de 0.05 a 0.9 para desiertos. El factor C , dependiente del índice $NDVI$, se caracteriza por tomar valores muy bajos y distribuidos de mayor a menor en dirección este a oeste. Se observa que para menores valores de $NDVI$, mayor es el valor del factor C , lo que permite identificar que a menor vegetación mayor es la erosión.

Al observar los resultados de la erosión anual (factor A) promediada para los 23 años estudiados (Figura 5). Se observas que la zona elevada de la cuenca cuenta con los valores más altos, los que van disminuyendo progresivamente a medida que se desplazan hacia la zona más baja geográfica, tomando los valores más bajos en la zona que rodea la laguna. Esta distribución se rige principalmente por las pendientes, y las precipitaciones, que refuerzan el comportamiento espacial de este a oeste, disminuyendo la erosión en la zona cercana a la laguna.

El factor $HSDR$ (Figura 6) que representa el porcentaje de reducción de la cantidad de erosión, tiene una distribución muy marcada con valores máximos de 0.8 en la zona alta de la cuenca, que disminuyen progresivamente a medida que se desplaza hacia la parte baja de la cuenca. Esta distribución espacial indica que el factor más influyente está relacionado con la pendiente. Esto puede deberse a que como la ecuación considera la ruta que debe recorrer la partícula, a mayor

pendiente acumulada más energía consigue la partícula, lo que le permite seguir avanzando en las zonas más planas cercanas al embalse.

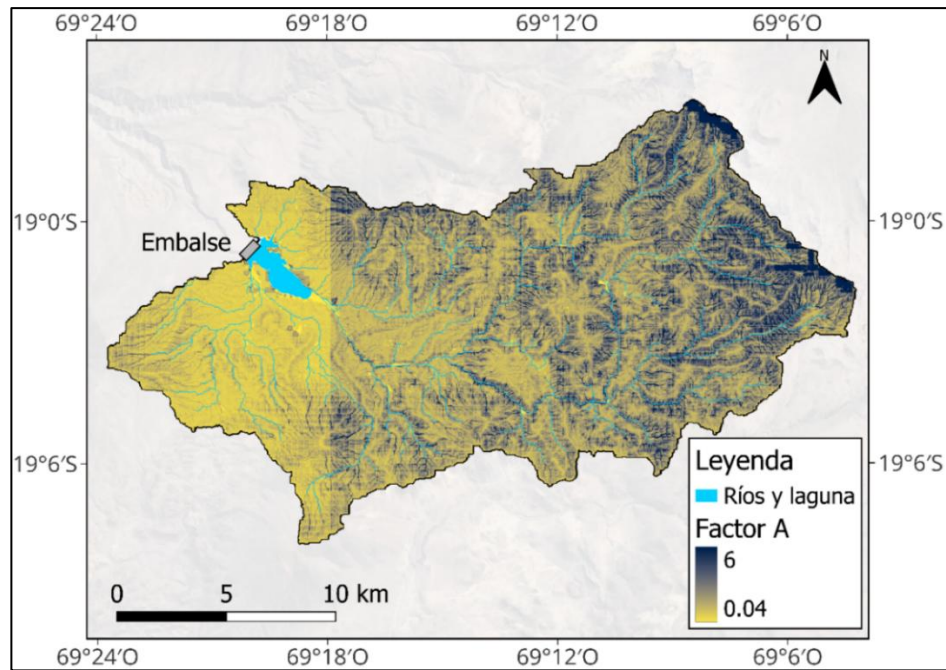


Figura 5: Resultados espaciales factor A (ton/ha) promediados para los años 2001 a 2024.

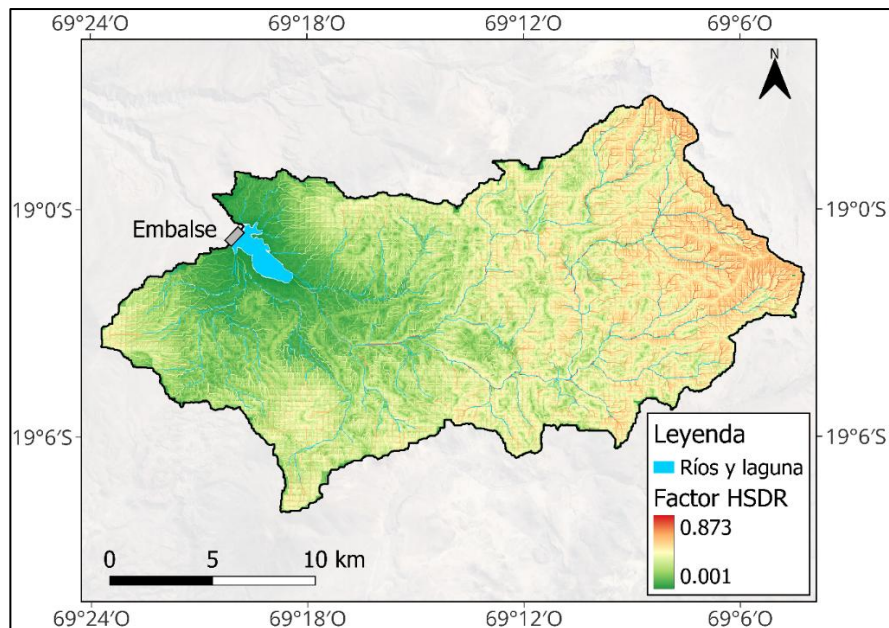


Figura 6: Distribución espacial factor HSDR.

El resultado de sedimentación, promediado para el periodo 2001-2024, mantiene una distribución similar y casi idéntica a los resultados del factor A pero con valores aproximadamente un 50% menores. Al analizar la distribución en la frecuencia (Figura 7), se destaca que el 96% de los datos

se concentran entre el rango de valores de 0 a 3, quedando solo un 4% para los datos comprendidos entre 3 a 25. Además, un 40% de los resultados obtenidos están entre 0 y 0.5. Esto significa que aproximadamente un 70% del terreno de la cuenca produce una erosión que sedimenta en el embalse entre 0 a 1 ton/ha por año. Un 25% de la cuenca aporta entre 1 a 3 ton/ha por año de sedimentos en el embalse. La distribución espacial está fuertemente relacionada a la distribución del factor LS, dándole suma importancia a la pendiente y a las sub quebradas.

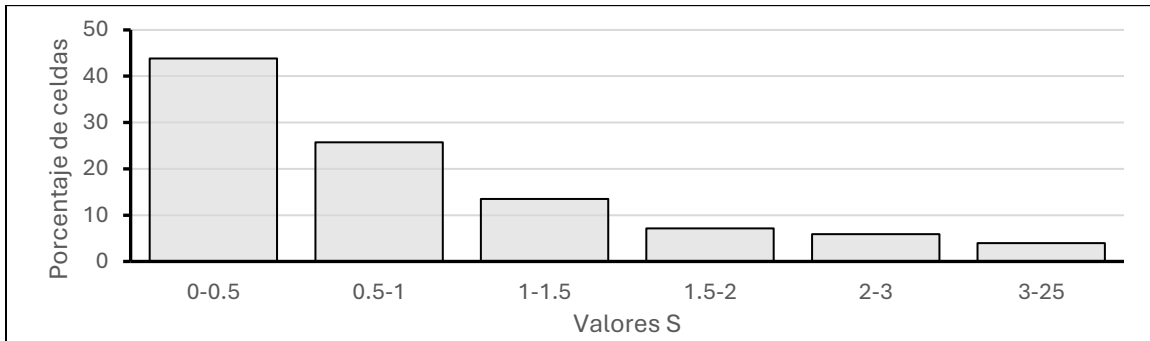


Figura 7: Histograma porcentual de número de celdas asociadas a intervalos de clase del resultado de sedimentación (ton/ha) promediado en los años estudiados.

Desde los resultados anteriores se deduce que, en las zonas desérticas se pueda considerar que el factor R es el que más puede influenciar en la variabilidad de los datos en un periodo de estudio prolongado. Además, es conocido que el factor LS , dependiente de la pendiente, es de los más influyentes en la estimación de la erosión y su distribución espacial (François et al., 2024). Sin embargo, como este no varía en el tiempo de forma notoria, se centra el análisis en el factor R .

Con respecto al fenómeno de El Niño, al aumentar la temperatura del océano y la evaporación, también aumentan los montos e intensidad de las precipitaciones en el continente. Por otra parte, mientras que La Niña al ser más fría, esta produce una disminución de las precipitaciones (Losbos-Roco et al., 2022). Al analizar la relación entre las precipitaciones registradas y los ciclos Niño y Niña mediante el Índice Oceánico del Niño (ONI) el que indica la variación promedio de la temperatura del océano (en la Figura 9) se observa que no existe una relación conclusiva para el comportamiento de las precipitaciones en una cuenca mediana en zona desértica. Esto puede indicar que para cuencas de talla pequeña a medianas (500 km²) no existe una conexión directa entre la magnitud y frecuencia de las tormentas en el Desierto de Atacama y el fenómeno del Niño, así como tampoco en los montos de erosión.

Pese a esto, se observan algunos eventos con registro por sobre la media asociados a periodos de El Niño, por ejemplo, en los años 2004, 2009, 2015 y 2019. Lamentablemente, esta muestra de datos no es suficiente para establecer una relación definitiva, sobre todo considerando años de Niña que cuentan con precipitaciones por sobre la media, tal como lo son los años 2001, 2011, 2012. Por otro lado, si se analiza la sedimentación asociada al factor ONI, no se observa una relación significativa entre los eventos del ONI con la sedimentación calculada. En fases de la Niña 5 de 12 años (41%) están por sobre la media (33,000 ton) mientras que en fases del Niño un 5 de 10 años (50%) esta por sobre la media. Así, estos resultados pueden entenderse sólo como sugerencias de la inexistencia de una relación, en donde nuevos estudios deben realizarse para confirmarla o rechazarla, dentro de la Región de Atacama.

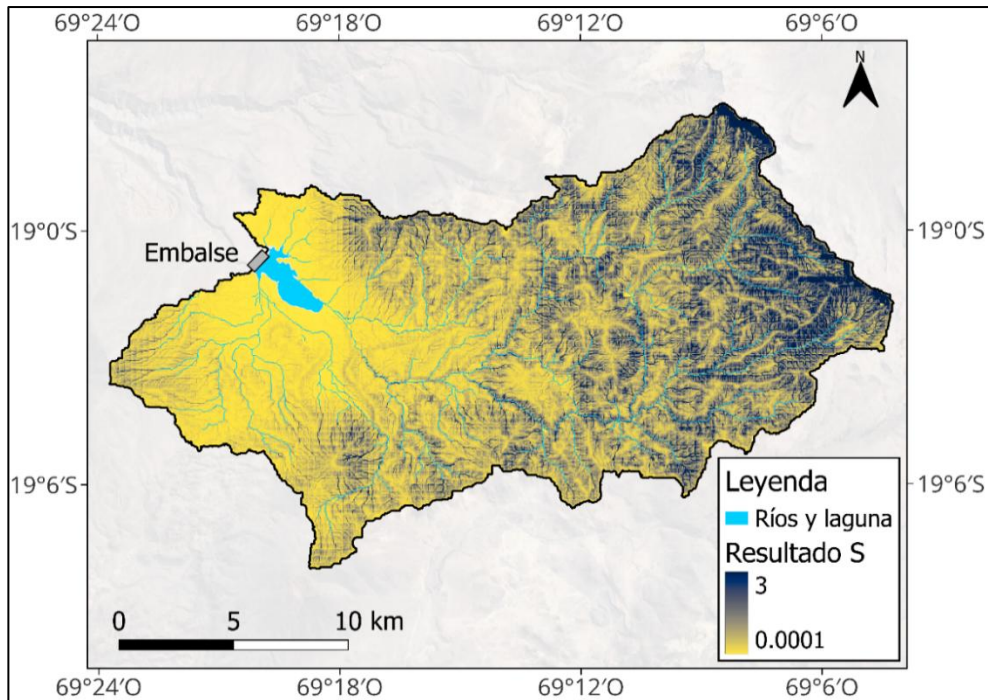


Figura 8: Resultado georreferenciado de sedimentación a lo largo de la cuenca en ton/ha promediado para el periodo estudiado.

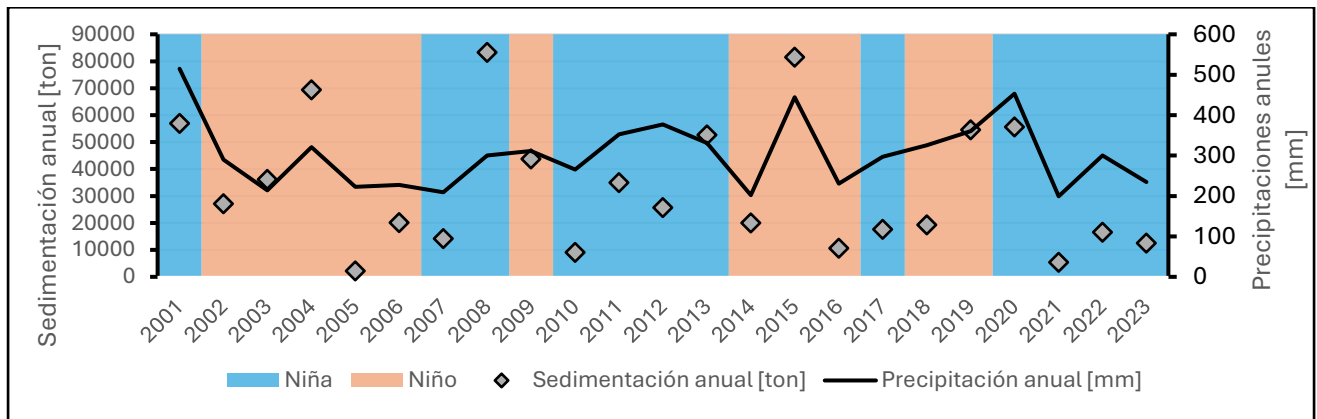


Figura 9: Sedimentación anual en el eje principal, precipitaciones anuales en eje secundario, coloreados por la presencia de fenómenos de El Niño o La Niña.

Al comparar los datos de manera preliminar entre los sedimentos calculados acumulados y los valores empíricos extradiós en terreno se visualiza en la Figura 10 la relación de los datos empíricos y calculados acumulados en un periodo de 22 años (2002-2023). En donde si bien la escala de datos no es la misma dado la falta de más datos empíricos, se comparan estos en centímetros asociados al espesor de las capas de sedimentos por año con la sedimentación calculada mediante RUSLE y HSDR que está en unidades de ton por año. Se puede observar un crecimiento a tiempos similares que se puede interpretar como un buen indicador, que se traduce en que el rango de crecimiento calculado es correcto, pero sigue siendo importante extender el estudio a más análisis empíricos para poder validar la magnitud y valores de datos calculados.

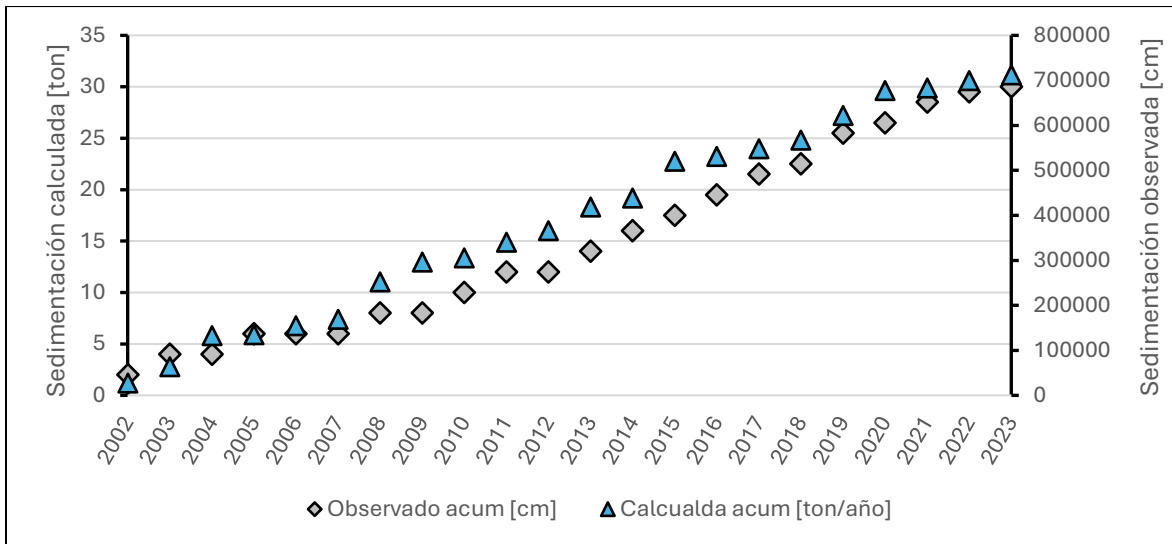


Figura 10: Comparación datos empíricos y calculados, eje principal: Sedimentos calculados y acumulados en ton/año, eje secundario: datos empíricos en centímetros de espesor acumulados.

5. CONCLUSIONES

El presente estudio se centró en la evaluación del proceso de erosión producida por los eventos de precipitación en las laderas de la cuenca Caritaya, ubicada en el desierto de Atacama. Se puso especial atención a la fracción de material erosionado que alcanza efectivamente el embalse que da nombre a la cuenca, depositándose como sedimento en el fondo de este.

Para ello se utilizó el modelo RUSLE para estimar la erosión potencial en ladera, el índice de conectividad (*IC*) para determinar la capacidad del sedimento de alcanzar el embalse, y finalmente, el índice HSDR como normalización de índice *IC*, obteniendo así un valor porcentual del material que efectivamente se deposita. El resultado de la ecuación RUSLE en conjunto con el índice HSDR entrega como resultado el sedimento por año.

Los resultados obtenidos mediante RUSLE indican que la tasa de erosión promedio anual es de aproximadamente 69 mil ton/año, con valores máximos centrados en las zonas de mayores pendiente y precipitaciones. También, se observa una alta variabilidad entre los años, fuertemente determinados por la cantidad de precipitaciones y la energía de las tormentas erosivas, en donde se determina que dentro de un año hay entre 1 a 5 tormentas y que una de ellas suele producir el 60-80% de la erosión. El índice de conectividad (*IC*) es transformado a porcentaje obteniendo el índice porcentual (HSDR), revelando que las zonas lejanas al embalse (pero con altas pendientes) tienen mayores porcentajes de llegada al embalse en comparación a las zonas cercanas (pero con pendientes bajas). Si bien, el valor promedio del índice HSDR varía mucho geográficamente desde cerca del 0% al 80% este cuenta con una distribución normal dando un 50% como valor promedio, esto se traduce en que por año aproximadamente el 50% de lo que se erosiona en toda la cuenca es sedimenta en el embalse.

Por otro lado, la comparación de los valores calculados con los empíricos obtenidos, indica una relación de crecimiento similar para el análisis anual acumulado, lo que se puede interpretar como un buen primer respaldo de los resultados, permitiendo darle justificación al análisis de precipitaciones. En este se observa que las precipitaciones en el desierto de Atacama no están directamente relacionados al fenómeno de El Niño y La Niña. Sin embargo, sí se observa cierta

relación asociada a los valores mayores y menores de sedimentación, pues los registros de sedimentación por sobre la media se registran en años regidos por El Niño, caracterizado por ser más cálidos y con más precipitaciones en el continente, mientras que las sedimentaciones por debajo del valor medio están asociados al fenómeno de la niña caracterizada por climas más fríos y menos precipitaciones. El motivo de esta relación podría estar relacionado a la vegetación presente (o pudiendo ser incluso las temperaturas un factor influyente). Para lograr conclusiones definitivas al respecto, es necesario realizar análisis exhaustivos de estos parámetros, los cuales se escapan del alcance de la presente investigación.

A pesar de que los rangos de los resultados obtenidos están dentro de lo observado en la literatura, el estudio presenta limitaciones en la validación de los valores exactos, debido a la falta de mayor cantidad de datos empíricos. Así, se precisan más extracciones de *cores* en el embalse, como también monitoreo por imágenes del delta de la laguna (similar al estudio de Mahmood et al., 2022).

Para finalizar, enfatizamos la necesidad de realizar futuras investigaciones que puedan incorporar mayores mediciones en terreno, permitiendo confirmar la viabilidad del uso de estas ecuaciones (RUSLE, IC y HSDR) en climas desérticos, permitiendo así realizar este proceso a gran escala para la gran mayoría de embalses desérticos de Chile y el mundo. De esta manera, se podrían realizar predicciones de almacenamiento útil a futuro, determinado y actualizando los tiempos de vida útil de los embalses, permitiendo una mejor gestión de los recursos e identificando aquellos embalses que necesiten mejoras, mantención o prevención y control de la sedimentación.

6. REFERENCIAS

- Allafta, H., Opp, C., 2022. Soil erosion assessment using the RUSLE model, remote sensing, and GIS in the Shatt Al-Arab Basin (Iraq-Iran). *Appl. Sci.* 12 (15), 7776. <https://doi.org/10.3390/app12157776>
- Alcayaga, H., Soto-Alvarez, M., Laronne, J. B., Caamaño, D., Mao, L., & Urrutia, R. (2022). Runoff volume and sediment yield from an endorheic watershed generated by rare rainfall events in the Atacama Desert. *Geomorphology*, 400, 108107. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.108107>
- Alcayaga, H., Link, O., Leal, C. M., & Arriagada, P. (2025). The practically ungaugable and damaging storms of the Atacama Desert, Chile. *Natural Hazards*. <https://doi.org/10.1007/s11069-025-07337-6>.
- 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(11), 6059–6086. <https://doi.org/10.5194/hess-22-6059-2018>
- Bonilla, C. A., Reyes, J. L., & Magri, A. (2010). *Water Erosion Prediction Using the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) in a GIS Framework, Central Chile*. *Chilean Journal of Agricultural Research*, 70(1), 159–169. (PDF en SciELO).
- Borselli, L., Cassi, P., & Torri, D. (2008). Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. *Catena*, 75(3), 268–277. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.07.006>
- Borrelli, P., Alewell, C., Alvarez, P., Anache, J.A.A., Baartman, J., Ballabio, C., Bezak, N., Biddoccu, M., Cerdà, A., Chalise, D., Chen, S., Chen, W., Girolamo, A.M.D., Gessesse, G.D., Deumlich, D., Diodato, N., Efthimiou, N., Erpul, G., Fiener, P., Freppaz, M., Gentile, F., Gericke, A., Haregeweyn, N., Bifeng, H.u., Jeanneau, A., Kaffas, K., Kiani-Harchegani, M., Villuendas, I.L., Li, C., Lombardo, L., López-Vicente, M., Lucas-Borja, M.E., Marker, M., Matthews, F., Miao, C., Mikoš, M., Modugno, S., Möller, M., Naipal, V., Nearing, M., Owusu, S., Panday, D., Patault, E., Patriche, C.V., Poggio, L., Portes, R., Quijano, L., Rahdari, M.R., Renima, M., Ricci, G.F., Rodrigo-Comino, J., Saia, S., Samani, A.N., Schillaci, C., Syrris, V., Kim, H.S., Spinola, D.N., Oliveira, P.T., Teng, H., Thapa, R., Vantas, K., Vieira, D., Yang, J.E., Yin, S., Zema, D.A., Zhao, G., Panagos, P., 2021. Soil erosion modelling: a global review and statistical analysis. *Sci. Total Environ.* 780, 146494 <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146494>.

Bozkurt, D., Rondanelli, R., & Garreaud, R. (n.d.). Impact of Warmer Eastern Tropical Pacific SST on the March 2015 Atacama Floods. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0041.s1>

Cerda, M., Evangelista, H., Valdés, J., Siffedine, A., Boucher, H., Nogueira, J., Nepomuceno, A., Ortlieb, L., 2019. A new 20th century lake sedimentary record from the Atacama Desert/Chile reveals persistent PDO (Pacific Decadal Oscillation) impact. *J. S. Am. Earth Sci.* 95, 102302. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102302>.

Clarke, J. D. A. (2006). Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert. *Geomorphology*, 73(1–2), 101–114. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.06.008>

Farhan, Y., Nawaiseh, S., 2015. Spatial assessment of soil erosion risk using RUSLE and GIS techniques. *Environ. Earth Sci.* 74 (6), 4649–4669. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4430-7>.

Finstad, K., Pfeiffer, M., & Amundson, R. (2014). Hyperarid Soils and the Soil Taxonomy. *Soil Science Society of America Journal*, 78(6), 1845–1851. <https://doi.org/10.2136/sssaj2014.06.0247>

François, M., Gordon, C. A., Costa de Oliveira, U., Rousseau, A. N., & Mariano-Neto, E. (2024). Assessing the Global Sensitivity of RUSLE Factors: A Case Study of Southern Bahia, Brazil. *Soil Systems*, 8(4). <https://doi.org/10.3390/soilsystems8040125>

George, M. W., Hotchkiss, R. H., & Huffaker, R. (2017). Reservoir Sustainability and Sediment Management. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 143(3). [https://doi.org/10.1061/\(asce\)wr.1943-5452.0000720](https://doi.org/10.1061/(asce)wr.1943-5452.0000720)

Hengl, T., de Jesus, J. M., Heuvelink, G. B. M., Gonzalez, M. R., Kilibarda, M., Blagotić, A., Shangguan, W., Wright, M. N., Geng, X., Bauer-Marschallinger, B., Guevara, M. A., Vargas, R., MacMillan, R. A., Batjes, N. H., Leenaars, J. G. B., Ribeiro, E., Wheeler, I., Mantel, S., & Kempen, B. (2017). SoilGrids250m: Global gridded soil information based on machine learning. *PLoS ONE*, 12(2). <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0169748>

Houston, J., & Hartley, A. J. (2003). The central andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *International Journal of Climatology*, 23(12), 1453–1464. <https://doi.org/10.1002/joc.938>

Huete, A., Didan, K., Miura, T., Rodriguez, E. P., Gao, X., & Ferreira, L. G. (n.d.). 2002. “Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices”. www.elsevier.com/locate/rse

Lobos-Roco, F., Hartogensis, O., Suárez, F., Huerta-Viso, A., Benedict, I., de la Fuente, A., & Vilà-Guerau de Arellano, J. (2022). Multi-scale temporal analysis of evaporation on a saline lake in the Atacama Desert. *Hydrology and Earth System Sciences*, 26(13), 3709–3729. <https://doi.org/10.5194/hess-26-3709-2022>

Mahmood M. Al-Mamari, M., Kantoush, S. A., Al-Harrasi, T. M., Al-Maktoumi, A., Abd-rabo, K. I., Saber, M., & Sumi, T. (2023). Assessment of sediment yield and deposition in a dry reservoir using field observations, RUSLE and remote sensing: Wadi Assarin, Oman. *Journal of Hydrology*, 617. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128982>

Mathewos, M., Wosoro, D., & Wondrade, N. (2024). Quantification of soil erosion and sediment yield using the RUSLE model in Boyo watershed, central Rift Valley Basin of Ethiopia. *Heliyon*, 10(10). <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2024.e31246>.

Morris, G. L., & Fan, J. (1998). *Reservoir Sedimentation Handbook*. McGraw-Hill Book Co.

Obialor, C. A., Okeke, O. C., Onunkwo, A. A., Fagorite, V. I., & Ehujuo. (2019). RESERVOIR SEDIMENTATION: CAUSES, EFFECTS AND MITIGATION. In *International Journal of Advanced Academic Research | Sciences* (Vol. 5, Issue 10).

Sarricolea Espinoza, P., & Aravena, H. R. (2015). Variabilidad y cambios climáticos observados y esperados en el Altiplano del norte de Chile I (Vol. 62). *Otros temas*.

Vigiak, O., Borselli, L., Newham, L. T. H., McInnes, J., & Roberts, A. M. (2012). Comparison of conceptual landscape metrics to define hillslope-scale sediment delivery ratio. *Geomorphology*, 138(1), 74–88. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.026>

Wischmeier, W. H., and Smith, D.D. (1978). Predicting rainfall erosion losses—a guide to conservation planning. U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook No. 537