

DOI: 10.24850/j-tyca-14-04-08

Artículos

Erosión potencial estimada en el río Papaloapan: eficiencia e incertidumbre en las modelaciones

Estimated potential erosion in the Papaloapan River: Modeling efficiency and uncertainty

Mayrén Alavez-Vargas¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-9296-0815>

Giovanni González-Celada², ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1815-4978>

Christian Birkel³, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-6792-852X>

Roxana Fonseca⁴

José Agustín Breña-Naranjo⁵, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-9853-3109>

¹Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, Ciudad de México, México, mayren.alavez@catie.ac.cr

²Instituto Privado de Investigación sobre Cambio Climático, Escuintla, Guatemala, gio.gonzalezw@gmail.com



³Departamento de Geografía y Observatorio del Agua y Cambio Global de la Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica, christian.birkel@ucr.ac.cr

⁴Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México, roxana.fonseca.rdz@gmail.com

⁵Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Jiutepec, México, agustin_brena@tlaloc.imta.mx

Autora para correspondencia: Mayrén Alavez-Vargas, mayren.alavez@catie.ac.cr

Resumen

El conocimiento global de las consecuencias del cambio de vegetación y uso de suelo en las fases del ciclo hidrológico y la calidad del suelo aún está en ciernes. Esta tarea es particularmente desafiante en las regiones tropicales donde las tasas de deforestación alcanzan los niveles máximos reportados y el monitoreo es limitado. Tal es el caso de México, donde el cambio de cobertura y la erosión hídrica afectan a más de la mitad del territorio nacional. En este contexto, se usó el modelo SWAT para estudiar la erosión hídrica asociada con las variaciones en el caudal condicionadas por la trayectoria de cambio de la cobertura vegetal en seis periodos entre 1986 y 2018 en dos subcuencas del río Papaloapan. Basados en la

evaluación combinada de tres estadísticos de eficiencia y dos de incertidumbre, 6 de los 10 periodos calibrados mostraron buenos ajustes en la simulación de la descarga con $KGE > 0.70$ y $P\text{-factor} > 0.70$. Los resultados mostraron a mediano plazo una disminución en la producción de sedimentos en las dos subcuencas estudiadas, posiblemente relacionada con la recuperación de los bosques en las cabeceras de las cuencas. A pesar de los buenos resultados de las simulaciones, el análisis detallado de las fuentes de incertidumbre en regiones con monitoreo limitado es tan importante como la validación con datos medidos de buena calidad para mejorar el desempeño y la confianza de los modelos y soportar de forma adecuada la toma de decisiones.

Palabras clave: erosión, caudal, SWAT, deforestación, cambio de uso de suelo, trópicos, eficiencia, incertidumbre.

Abstract

Global knowledge on the consequences of changes in vegetation and land use in the phases of the hydrological cycle and soil quality is still incipient. This task is particularly challenging in tropical regions, where deforestation rates reach their highest reported levels and monitoring is limited. Such is the case of Mexico, where changes in coverage and water erosion affect more than half of the national territory. In this context, the SWAT model was used to study water erosion associated with variations

in flow conditioned by the trajectory of change in vegetation cover in six periods, between 1986 and 2018, in two sub-basins of the Papaloapan River. Based on the combined evaluation of three efficiency and two uncertainty statistics, six of the ten calibrated periods showed good fitting in discharge simulation with $KGE > 0.70$ and $P\text{-factor} > 0.70$. In the medium term, the results showed a decrease in sediment yield in the two study sub-basins, possibly related to the recovery of the forests in the basins' headwaters. In spite of the good results of the simulations, the detailed analysis of the sources of uncertainty in regions with limited monitoring is as important as the validation with good-quality measured data, in order to improve the performance and reliability of the models and to support adequate decision-making.

Keywords: Erosion, flow, SWAT, deforestation, land use change, tropics, efficiency, uncertainty.

Recibido 08/06/2020

Aceptado 29/01/2022

Introducción

La erosión hídrica es un proceso de la superficie terrestre de origen natural y antrópico cuya magnitud a escala mundial se estima en un rango de 20-30 gigatoneladas anuales (FAO & ITPS, 2015). En las regiones tropicales del sur global ocurren las mayores tasas de deforestación (Borrelli *et al.*, 2017) promovidas por el avance de la frontera agropecuaria, la extracción de recursos o la urbanización (Montes-León, Uribe-Alcántara, & García-Celis, 2011). Durante la década de 2000 a 2010, las transiciones de coberturas de bosques a otros usos de suelo avanzaron a un ritmo de 0.46 % en América Latina y el Caribe (FAO, 2011), y a 0.3 % en México (Blackman, Goff, & Rivera-Planter, 2018); ambas tasas superan el promedio mundial de 0.13 % (FAO, 2011). Además de la actividad humana, la erosión hídrica en los trópicos se agudiza debido a los regímenes de lluvias estacionales de gran intensidad (Rangel, Jorge, Guerra, & Fullen, 2019). De esta manera, más del 60 % de los suelos de México presenta algún nivel de erosión por degradación hídrica, la cual se agudiza a una tasa anual de 0.5 % en promedio (Borrelli *et al.*, 2017). Estos graves procesos de erosión hídrica se agudizan especialmente en las etapas subsecuentes a los cambios de cobertura y

uso de suelo (Cardoza-Vázquez *et al.*, 2007; Bolaños-González *et al.*, 2016).

Los servicios ambientales, el ciclo hidrológico y el suelo son afectados por los cambios en la cobertura a múltiples escalas espaciales y temporales dependiendo de la fisiografía de la cuenca, de la variabilidad climática y de la trayectoria de uso del territorio estudiado (Martinez, Guyot, Filizola, & Sondag, 2009; Arheimer & Lindström, 2019). Por ejemplo, la vegetación y el uso de suelo son factores importantes en el comportamiento hidrológico de las cuencas, pues determinan los procesos de generación del escurrimiento superficial y subsuperficial (Arheimer & Lindström, 2019; Couto *et al.*, 2019; Liu, Zhang, Kou, & Zhou, 2017). A escala regional, se incrementa el volumen de la escorrentía y de los sedimentos transportados, con alteraciones morfológicas a la red fluvial y el régimen hidrológico de las cuencas, y aumenta el riesgo de inundaciones en planicies (Chotpantarat & Boonkaewwan, 2018; Wang, Ge, Yu, Wang, & Xu, 2017; Yang *et al.*, 2018).

En los países tropicales, el monitoreo hidrológico se realiza con redes de medición mínimas (Vörösmarty, Lévêque, & Revenga, 2005), lo que se traduce en registros históricos limitados (Carvalho, 2019; Delmas, Cerdan, Cheviron, & Mouchel, 2011; Warrick, 2014). La convergencia entre la escasez de datos históricos, la necesidad de información para la toma de decisiones, el avance en las tecnologías de cómputo y la producción de conocimiento científico favorecen la aplicación de modelos

hidrológicos como las herramientas más utilizadas de investigación, planificación y manejo ambiental (Fakhri, Dkohaki, Eslamian, Fazeli-Farzani, & Reza-Farzaneh, 2014; Jajarmizadeh, Harun, & Salarpour, 2012; Jørgensen & Fath, 2011). De igual manera, los sistemas de información geográfica han aumentado las capacidades para gestionar grandes cantidades de información, con ventajas como el despliegue de los resultados distribuidos espacialmente y la generación de escenarios (Alatorre & Beguería, 2009; Goodchild, 1996).

La herramienta de evaluación de suelo y agua (SWAT, por sus siglas en inglés) es un modelo conceptual con una base física que estima la producción de agua, sedimentos, nutrientes, contaminantes y patógenos a escala de cuenca a partir de datos espacialmente distribuidos acerca de la topografía, el suelo, la vegetación y el uso de suelo, las prácticas de manejo y el clima (Douglas-Mankin, Srinivasan, & Arnold, 2010). El funcionamiento de este modelo está definido bajo los principios de masa y de momentum: el primero se relaciona con el balance hídrico, de sedimentos, nutrientes o contaminantes y el segundo se enfoca sobre todo en el desplazamiento de estos flujos a través de la red de drenaje de la cuenca. Entre los principales ámbitos de aplicación del modelo SWAT destacan aspectos de la calidad de agua como la contaminación difusa, la producción de sedimentos, la simulación de la escorrentía y los impactos hidrológicos del cambio ambiental (Wang *et al.*, 2019).

En el modelo SWAT, la dinámica de las variables de interés es modelada a partir de datos de entrada fisiográficos, climáticos y antrópicos espacialmente distribuidos, de manera que es de utilidad en cuencas no aforadas o en la evaluación de escenarios a largo plazo en función de variaciones de alguna de las variables de entrada (Neitsch, Arnold, Kiniry, & Williams, 2011); en este caso de estudio será en función de los cambios de cobertura y uso de suelo. El empleo del modelo SWAT en países con monitoreo limitado es extensa. En distintas regiones de África oriental, Guzha, Rufino, Okoth, Jacobs y Nóbrega (2018) identificaron 15 estudios que utilizaron SWAT para evaluar el impacto del uso de suelo en la escorrentía superficial, la descarga y el flujo base. Por su parte, Tan, Gassman, Srinivasan, Arnold y Yang (2019) revisaron 126 casos que estudiaron diferentes temas de cambio de uso de suelo, cambio climático, prácticas de manejo o calidad del agua con SWAT en el sureste asiático.

En la cuenca del río Papaloapan, Bello, Gómez, Magaña, Graizbord y Rodríguez (2009), y Ruiz-Fernández *et al.* (2014) señalaron que los problemas de azolvamiento del sistema de lagunas y humedales de la cuenca baja están asociados con una gran cantidad de sedimentos exportada por los afluentes aguas arriba durante los últimos 40 años. Por su parte, Pérez-Vega y Ortiz-Pérez (2002) relacionaron positivamente el incremento en el escurrimiento de las subcuencas de los ríos San Juan y

Tesechoacán con el incremento de la deforestación en la cuenca del río Papaloapan entre 1973 y 1993.

Con la perspectiva de que los procesos ambientales son históricos —en cuanto producto de un legado histórico, pero también resultado de una conjugación de variables en el presente (Reid 1998; Verstraeten Lang, & Houben, 2009)— y susceptibles de estudio con los recursos disponibles, se usó el modelo SWAT para reconstruir la trayectoria de la erosión potencial asociada con el cambio de uso de suelo en seguimiento a los objetivos específicos:

1. Estimar las variaciones de la erosión hídrica y el caudal con respecto al cambio de uso y cobertura de suelo de 1985 a 2018 en dos subcuencas del río Papaloapan.
2. Estimar la distribución espacial del potencial erosivo en el área de estudio.

Área de estudio y bases de datos

Las subcuencas de los ríos San Juan (SJN) y Tesechoacán (TES) constituyen el 26 % de los 46 720 km² de área total de la cuenca del río Papaloapan que se localiza en la vertiente del Golfo de México entre los 19° N 97° W y los 17° N 94° W (Figura 1).

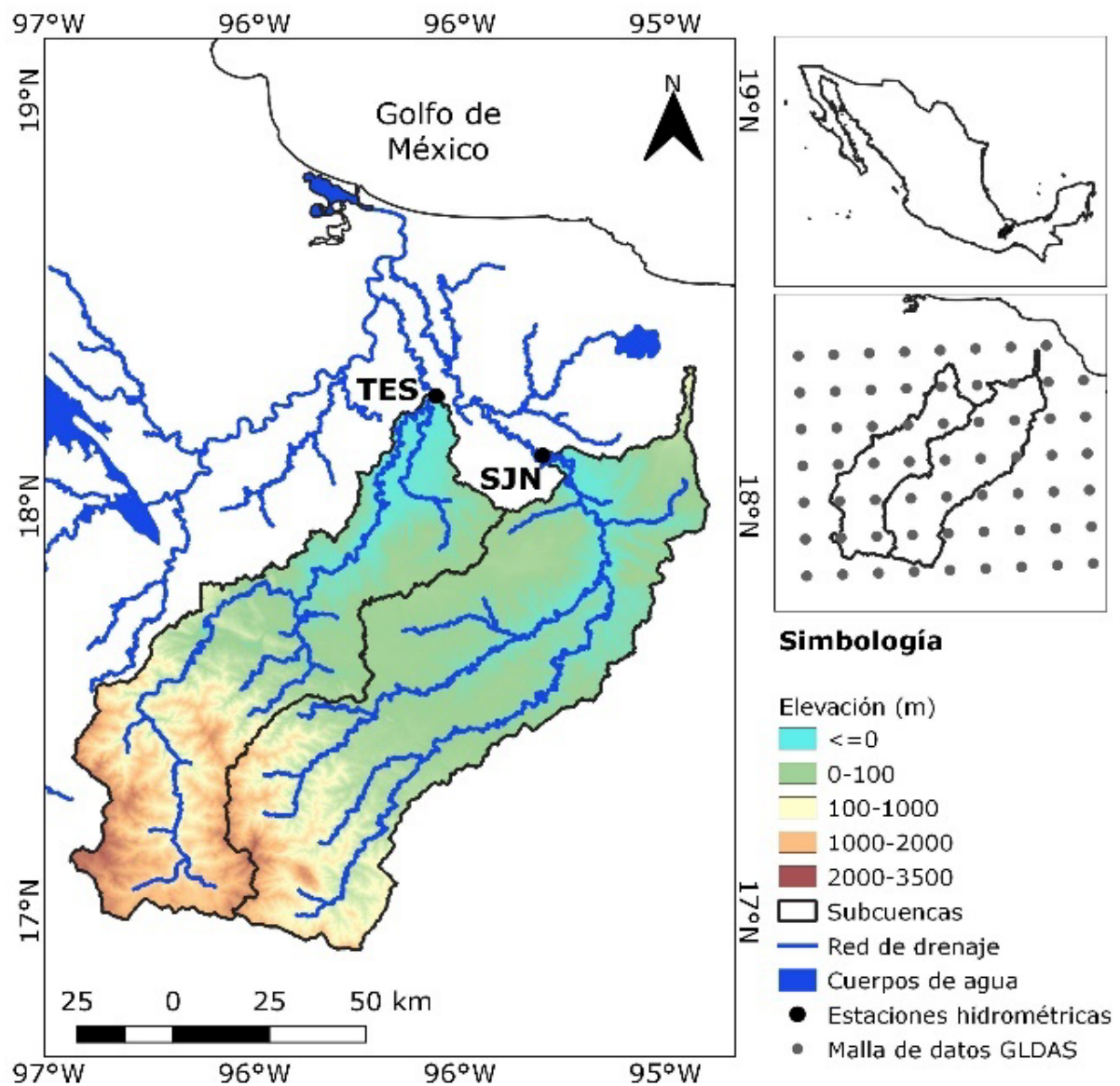


Figura 1. Localización de las subcuencas estudiadas (derecha superior) con elevación (izquierda) y malla de datos del Sistema Global de

Asimilación de Datos Terrestres (GLDAS, por su acrónimo en inglés) (derecha inferior).

Alrededor del 55 % del área estudiada tiene pendientes inferiores a 15 % y el 45 % del área restante pendientes mayores a 15 % (FAO, 2009). Siguiendo la clasificación de Köppen modificada para México por García (2004), en la región se identifican tres grupos climáticos: (A) tropical lluvioso, en las planicies próximas al nivel del mar; (B) climas secos con régimen de lluvias en verano y (C) templado húmedo en las áreas de las cuencas altas (hasta 3 400 msnm). Se identificaron 12 tipos de vegetación y uso de suelo agrupados en cinco clases: bosques templados, selvas tropicales, matorrales y chaparrales, pastos y agricultura (Alavez-Vargas, Birkel, Corona, & Breña-Naranjo, 2021) (Figura 2).

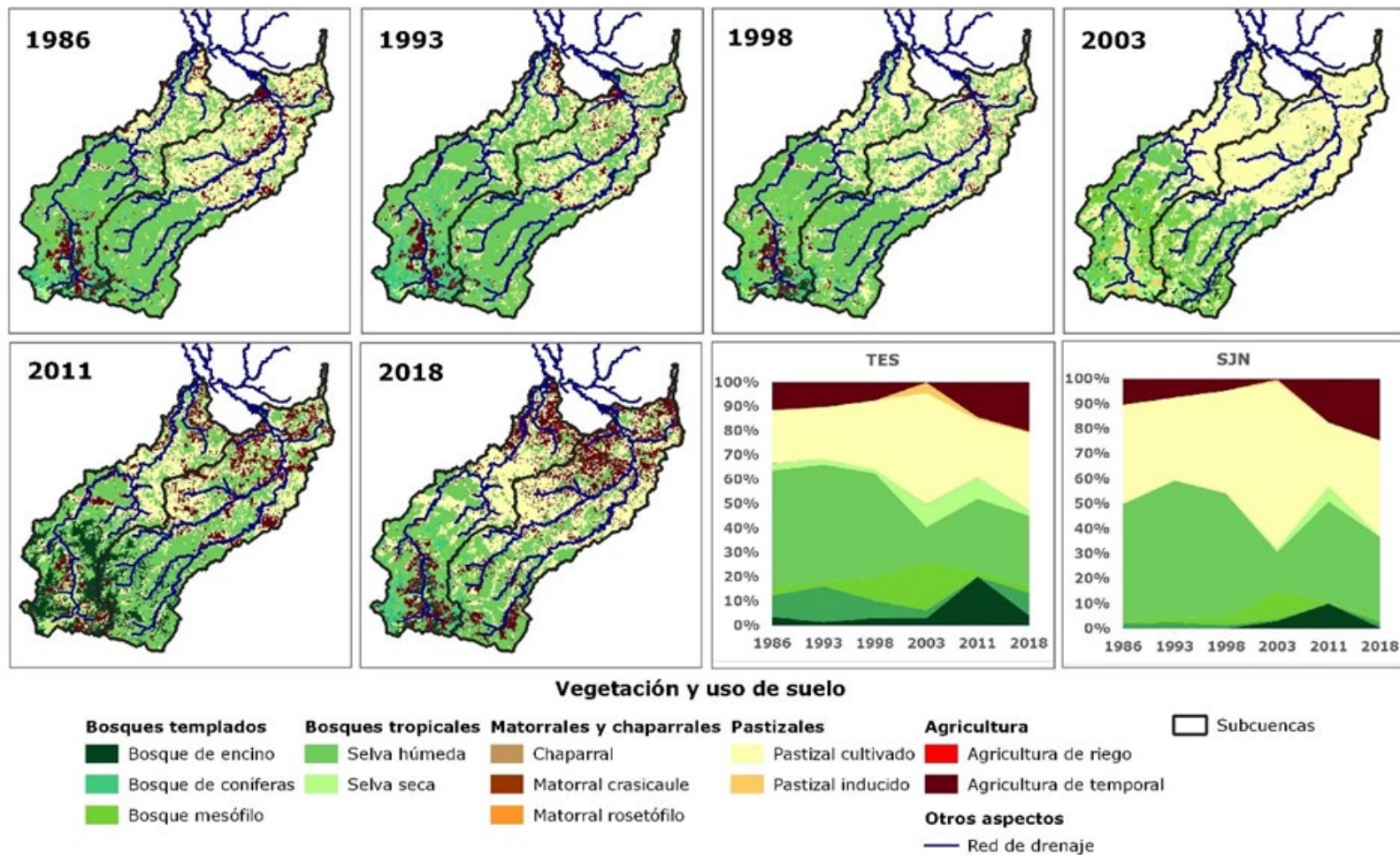


Figura 2. Vegetación y uso de suelo de 1986 a 2018, representación geográfica y porcentajes por subcuenca estudiada.

En este estudio se usó el modelo digital de elevación de la Misión Topográfica de Radar Aerotransbordado (SRTM, por su acrónimo en inglés) con una resolución espacial de 90 m (Jarvis, Reuter, Nelson, & Guevara, 2008). Esta información ráster fue reclasificada en rangos de pendientes en función de la geomorfología de la cuenca y la clasificación de la FAO (2009) para formar dos clases: 0-15 % y mayor a 15 %. Los conjuntos vectoriales correspondientes a la red de drenaje (INEGI, 2010) provienen de la información geoespacial temática producida por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI) de México. La información edafológica requerida por el modelo fue derivada de los conjuntos vectoriales relativos a las unidades edafológicas (INEGI, 2007) y los perfiles edafológicos (INEGI, 2013) además de dos *softwares* para estimar otras características no disponibles en las fuentes consultadas. Con *Soil Water Characteristics* (Saxton & Rawls, 2006) se estimaron la conductividad hidráulica saturada, la densidad aparente y la infiltración básica, mientras que con NumCur 10 IE se identificaron los grupos hidrológicos de suelo. Los tipos de vegetación y uso de suelo se clasificaron siguiendo el procedimiento descrito en Alavez-Vargas *et al.* (2021) a partir de imágenes Landsat descargadas de Google Earth Pro (Wuthrich, 2006) procesadas en QGIS v.3.4.5 Madeira (QGIS Development Team, 2019) para los años 1986, 1993, 1998, 2003, 2011 y 2018 (Figura 2) y posteriormente reclasificadas conforme a la nomenclatura usada por el modelo. Los datos de temperatura, precipitación, velocidad del viento y radiación solar diarios (Li, Beaudoin,

& Rodell, 2018) y trihorarios (Beaudoing & Rodell, 2015; Beaudoing & Rodell, 2016) con resolución espacial aproximada de 25 km² para el periodo de 1980-2018 se obtuvieron del portal del Sistema Global de Asimilación de Datos Terrestres (GLDAS, por su acrónimo en inglés) (Rodell *et al.*, 2004), en una malla de 63 puntos sobre el área estudiada (Figura 1). Finalmente, las mediciones de caudal diario de 1985 a 2014 se extrajeron del Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS por sus siglas en español) (Conagua, 2017). Los productos, resoluciones y fuentes consultadas para obtener los datos de las 10 variables biofísicas y climáticas recabadas se resumen en la Tabla 1.

Tabla 1. Caracterización de los datos de entrada.

Variable	Producto y resolución temporal	Resolución	Fuente
Modelo digital de elevación	SRTM, formato ráster	90 m	Jarvis <i>et al.</i> (2008)
Red hídrica	Red hidrográfica, formato vectorial	Escala 1:50 000	INEGI (2010)
Edafología	Unidades edafológicas Carta de perfiles edafológicos	Escala 1:250 000	INEGI (2007) INEGI (2013)

Variable	Producto y resolución temporal	Resolución	Fuente
		Escala 1:250 000	
Vegetación	Imágenes Landsat, formato ráster, años 1986, 1993, 1998, 2003, 2011, 2018	30 m	Wuthrich (2006)
Temperatura	GLDAS Noah Land Surface Model L4 V 2.0 Periodo: 1980-01-01 a 2010-12-31	Tres horas, 0.25° x 0.25°	Beaudoing y Rodell (2015)
	GLDAS Noah Land Surface Model L4 V 2.1 Periodo: 2011-01-01 a 2018-12-31	Tres horas, 0.25° x 0.25°	Beaudoing y Rodell (2016)
Precipitación	GLDAS Catchment surface Model L4 V 2.0 Periodo: 1980-01-01 a	Diario	Li <i>et al.</i> (2018)
Velocidad del viento		0.25° x 0.25°	

Variable	Producto y resolución temporal	Resolución	Fuente
Radiación solar	2010-12-31 GLDAS Noah Land Surface Model L4 V 2.1 Periodo: 2010-01-01 a 2018-12-31	3 horas 0.25° x 0.25°	Beaudoing y Rodell (2016)
Estaciones hidrométricas	Localización de las estaciones hidrométricas Garro (río Tesechoacán) y Cuatotolapan (río San Juan)		Conagua (2017)
Caudal medido	Registros diarios del BANDAS Periodo 1985-01-01 a 2014-12-31	diarios	Conagua (2017)

Métodos

Configuración del modelo SWAT

La modelación en SWAT consta de cinco etapas (Figura 3). Al inicio, el modelo digital de elevación y la red fluvial guían la delimitación de las subcuencas de interés. Después se incorporan las variables con las que el modelo define las unidades de respuesta hidrológica (HRUs): pendiente, tipo de suelo, tipo de vegetación y uso de suelo. Estas dos primeras etapas, por lo tanto, se enfocan en la delimitación física de las unidades (subcuencas) y subunidades de análisis (HRUs) a través de las cuales, en la etapa siguiente, se agrupa la información de las variables de entrada y se calculan las respuestas de los componentes del balance hídrico (Ecuación (1)) y las variables de interés (la erosión en este caso, Ecuación (2)) (Neitsch *et al.*, 2011).

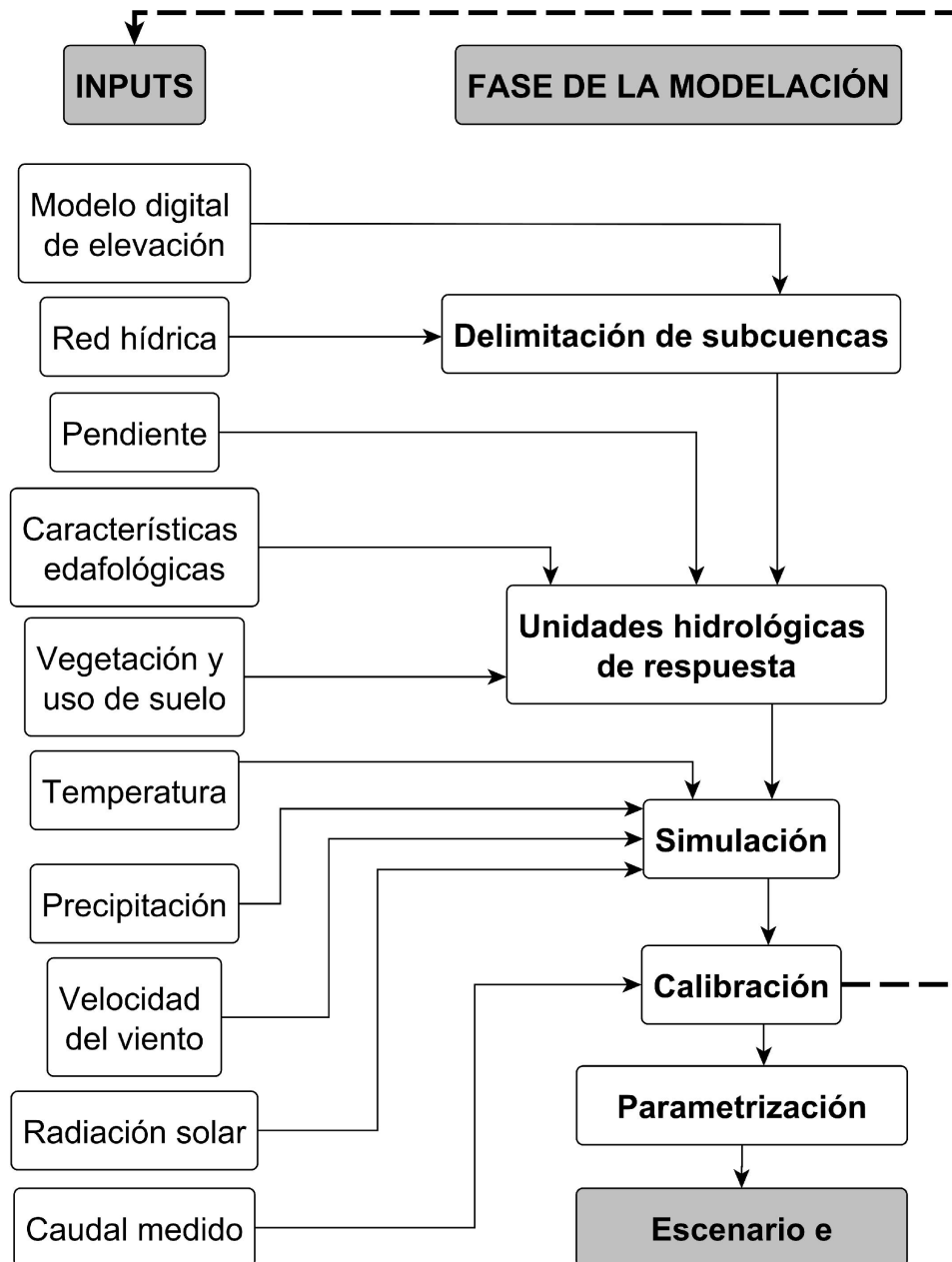


Figura 3. Flujo de trabajo de la modelación en SWAT: preparación de datos de entrada, aplicación y calibración del modelo.

En la tercera etapa se introdujeron al modelo las variables climáticas: precipitación, temperaturas máximas y mínimas, radiación solar y velocidad del viento. Estas variables representan en conjunto las cantidades de agua y energía que gobiernan el balance hídrico. En concreto, estos datos son usados por el modelo para resolver la ecuación de balance hídrico (Ecuación (1)) a escala de HRUs por subcuenca (Neitsch *et al.*, 2011):

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (R_{day} - Q_{surf} - E_a - W_{seep} - Q_{gw}) \quad (1)$$

Donde SW_t es el contenido final de agua en el suelo (mm); SW_0 , el contenido inicial de agua en el suelo en el día i (mm); t , el tiempo en días; R_{day} , la precipitación en el día i (mm); Q_{surf} , la escorrentía superficial en el día i (mm); E_a , la evapotranspiración en el día i (mm); W_{seep} , la percolación en el día i (mm), y Q_{gw} es el flujo de retorno en el día i (mm).

A su vez, la erosión en HRUs por subcuenca es calculada con la ecuación universal de la pérdida de suelo modificada (MUSLE, Ecuación (2)) (Williams, 2012):

$$sed = 11.8 (Q_{surf} \times q_{peak} \times area_{hru})^{0.56} \times K_{USLE} \times C_{USLE} \times P_{USLE} \times LS_{USLE} \times CFRG \quad (2)$$

Donde *sed* es el sedimento producido diario (ton); Q_{surf} , la lámina de escorrentía superficial diaria (mm ha^{-1}); q_{peak} , el caudal pico ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$); $area_{hru}$, el área de la HRU (ha); K_{USLE} , el factor de erodabilidad del suelo; C_{USLE} , el factor de cobertura vegetal y manejo; P_{USLE} , el factor de prácticas de soporte; LS_{USLE} , el factor topográfico, y $CFRG$ es el factor de fragmentación del suelo.

El resultado de la tercera etapa es la simulación inicial del escenario en turno. Esta simulación es calibrada con datos observados de las variables analizadas, como se describe en la sección siguiente.

Simulación inicial y calibración

Este estudio se realizó en QGIS versión 2.6.1 Brighton (QGIS Development Team, 2014) con la extensión QSWAT versión 1.8 (Dile,

Srinivasan, & George, 2019). Los datos de entrada fueron preparados en el formato requerido por el *software* para el cálculo de las diferentes variables involucradas en las ecuaciones (1) y (2). Se usaron las ecuaciones establecidas por defecto por el modelo (ver Arnold *et al.*, 2011), excepto la evapotranspiración, que se calculó con el método de Hargreaves, Hargreaves y Riley (1985). Los valores de los parámetros físicos (es decir, la elevación, la red de drenaje, la pendiente y las características edafológicas) fueron constantes para los seis periodos evaluados en cada subcuenca. Las coberturas de vegetación y uso de suelo fueron específicas para cada escenario. Por su parte, la información climática introducida tuvo resolución diaria. Debido a la ausencia de bases de datos sobre las prácticas de conservación de suelo en el área de estudio, se consideró el factor de prácticas de soporte P_{USLE} igual a 1, es decir, sin prácticas de conservación.

Para el periodo de 1986 a 2018 se realizaron seis modelaciones por subcuenca correspondientes a los periodos definidos por los escenarios de vegetación y uso de suelo, según se muestra en la Tabla 2. La irregularidad de los intervalos evaluados se debe a las decisiones metodológicas realizadas para asegurar el mosaico de imágenes de la mejor calidad posible para caracterizar la cobertura y el uso de suelo en cada escenario.

Tabla 2. Periodos de calentamiento, modelación y calibración en las tres subcuencas estudiadas.

Escenario de vegetación y uso de suelo	Modelación	Calentamiento	Calibración de caudal mensual
1986	1982-1986	1982-1983	1985-1986
1993	1985-1993	1985-1986	1987-1993
1998	1992-1998	1992-1993	1994-1998
2003	1997-2003	1997-1998	1999-2003
2011	2002-2011	2002-2003	2004-2011
2018	2010-2018	2010-2011	2012-2014

Para cada modelación se definió un periodo de calentamiento de dos años como sugiere Arnold *et al.* (2012). La escala temporal de la modelación fue mensual.

La calibración del caudal fue realizada con 30 años de datos observados (1985-2014) en las estaciones hidrométricas de las subcuencas San Juan y Tesechoacán. La erosión simulada no fue calibrada debido a la ausencia de datos de erosión medida en las dos subcuencas estudiadas.

Los análisis de sensibilidad, incertidumbre y calibración de los modelos se hicieron siguiendo las recomendaciones de Abbaspour, Vaghefi y Srinivasan (2017) con el algoritmo SUFI-2 disponible en el *software* SWAT-CUP (Abbaspour, 2015). El algoritmo SUFI-2 se enfoca en la búsqueda del grupo de parámetros con mejor ajuste y menor incertidumbre respecto a los datos observados mediante el muestreo por el método del hipercubo latino (Beven, 2012), con el objetivo de cumplir dos condiciones: que más del 90 % de los datos se localicen en el área de predicción del 95 % (95PPU, por el acrónimo en inglés de 95 % *prediction uncertainty*) y que la proporción en la diferencia promedio entre los valores límite del 95PPU y la desviación estándar sea menor a 1 (Abbaspour, Johnson, & van Genuchten, 2004).

Para cada escenario y subcuenca se realizaron al menos tres iteraciones de 600 a 1 000 simulaciones. Se utilizó el criterio de Kling Gupta (KGE) como función objetivo y además se emplearon los estadísticos de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE), el porcentaje de sesgo (PBIAS) y el coeficiente de determinación (R^2).

El criterio de Kling Gupta evalúa la bondad de ajuste del modelo mediante el cálculo de las distancias euclidianas entre la correlación, el sesgo y la variabilidad del valor simulado respecto al valor observado (Ecuación (3) y Ecuación (4)) como una alternativa al criterio de Nash-Sutcliffe que toma como referencia la diferencia de 1 menos el cociente del error cuadrático medio y la varianza (Ecuación (5)) para mostrar la

proporción de la variabilidad de las observaciones explicada por la simulación (Gupta, Kling, Yilmaz, & Martínez, 2009):

$$KGE = 1 - ED \quad (3)$$

$$ED = \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2} \quad (4)$$

Donde ED es la distancia euclídeana desde el punto ideal; r , el coeficiente de correlación lineal entre datos simulados y observados; α , la variabilidad dada por el cociente entre las desviaciones estándar de los datos simulados y los observados, y finalmente β es el sesgo dado por el cociente entre los flujos medios simulado y observado:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (x_{s,t} - x_{o,t})^2}{\sum_{t=1}^n (x_{o,t} - \mu_0)^2} = 1 - \frac{MSE}{\sigma_0^2} \quad (5)$$

Donde n es el número total de pasos de tiempo; $x_{s,t}$, el valor simulado al tiempo t , y μ_0 y σ_0 son la media y la desviación estándar de los valores observados.

El porcentaje de sesgo evalúa la tendencia media de los datos simulados a sobreestimar o subestimar respecto a los observados. Los

factores P y R son estadísticos de incertidumbre respecto al intervalo de predicción 95PPU, donde el P -factor se refiere al porcentaje de datos observados situados en la banda de predicción 95PPU y el R -factor indica la amplitud de la banda de predicción 95PPU (Abbaspour, 2015), que cuanto más estrecha indica una menor incertidumbre (Abbaspour, 2005).

A partir de la mejor simulación inicial y los análisis de sensibilidad, el *software* sugiere una serie de parámetros significativos para realizar la calibración (Tabla 3). En cada una de las subcuencas analizadas se calibró el caudal para cada uno de los seis escenarios, con un número variable entre 4 y 8 parámetros (Tabla 4 y Tabla 5), dependiendo de la sensibilidad de cada simulación a las variaciones en los parámetros involucrados.

Tabla 3. Parámetros usados en la calibración de la descarga de las tres subcuencas.

	Acrónimo	Descripción del parámetro	Componente hidrológico
1	R_CN2.mgt	Número de curva para la condición de humedad II	Escurrentía superficial
2	V_ALPHA_BF.gw	Factor alfa de la curva de recesión del hidrograma (1/días)	Agua subterránea
3	V_GW_DELAY.gw	Tiempo de retraso del agua subterránea (días)	
4	V_GWQMN.gw	Umbral de profundidad del agua en el acuífero somero requerido para generar el flujo base (mm H ₂ O)	
5	R_SOL_AWC(..).sol	Capacidad de agua disponible en el suelo (mm H ₂ O/mm de suelo)	Agua del suelo
6	R_ESCO.hru	Factor de compensación de evaporación del suelo a escala de HRU	Evapotranspiración potencial y real
7	R_ESCO.bsn	Factor de compensación de evaporación del suelo a nivel de cuenca	
8	V_GW_REVAP.gw	Coeficiente de aguas del acuífero somero que regresan a la zona radicular	
9	V_REVAPMN.gw	Umbral de profundidad del agua en el acuífero somero que regresa a la zona radicular (mm H ₂ O)	

Tabla 4. Rangos iniciales y finales de los parámetros usados en la calibración del caudal y estadísticos de eficiencia de la cuenca TES para cada uno de los periodos modelados.

Núm.	Acrónimo	Rango inicial (mín/máx)					
		Periodo					
		1985-1986	1987-1993	1994-1998	1999-2003	2004-2011	2012-2018
1	R_CN2.mgt	-0.1/ 0.11	-0.16/ -0.12	-0.2/ -0.07	-0.2/ -0.12	-0.2/ -0.15	-0.2/ -0.18
2	V_ALPHA_BF.gw	0.23/ 0.36	0.26/ 0.35	-0.01/ 0.95	-0.01/ 1.02	-0.05/ 0.2	0.29/ 0.4
3	V_GW_DELAY.gw	98.03/ 192.86	58.75/ 95.52	-3.08/ 262.89	277.78/ 541.58	20.21/ 152.76	123.94/ 203.7
4	V_GWQMN.gw	1.95/ 2.42	111.32/ 178.11	-1.38/ 0.34	-9.17/ 144.7	1.15/ 2.11	0.53/ 1.2
5	R_SOL_AWC(..).sol	-0.34/ 0.72	0/ 0.06	-0.34/ -0.14	0/ 0.77	0.02/ 0.48	-0.88/ -0.41
6	R_ESCO.hru	-0.12/ 0.51					
7	R_ESCO.bsn		0.31/ 0.72	-0.41/ -0.14	0.27/ 1.61	0.63/ 0.94	-0.02/ 0.26

Ver en la Tabla 3 la descripción del parámetro representado con el acrónimo.

Tabla 5. Rangos iniciales y finales de los parámetros usados en la calibración del caudal y estadísticos de eficiencia de la cuenca SJN para cada uno de los periodos modelados.

Núm.	Acrónimo	Rango inicial (mín/máx)					
		Periodo					
		1985-1986	1987-1993	1994-1998	1999-2003	2004-2011	2012-2018
1	R_CN2.mgt	-0.09/ 0.15	-0.09/ 0	-0.2/ 0.05	-0.2/ 0.06	-0.19/ -0.16	-0.2/ 0.04
2	V_ALPHA_BF.gw	0.32/ 1.03	0.02/ 0.39	-0.11/ 0.66	-0.4/ 0.55	0.39/ 0.61	0.45/ 1.4
3	V_GW_DELAY.gw	207.91/ 587.09	-8.05/ 122.06	-139.63/ 262.63	49.77/ 325.23	290.53/ 355.01	-107.24/ 272.24
4	V_GWQMN.gw	0.1/ 1.4	1.48/ 2.15	0.94/ 2.96	44.59/ 140.41	121.19/ 156.32	-0.65/ 1.15
5	R_SOL_AWC(..).sol				-0.57/ 0.33	0.51/ 0.66	0.08/ 0.71
6	R_ESCO.bsn				-1.3/ -0.45	0.45/ 0.67	0.25/ 0.8
7	V_GW_REVAP.gw					0.16/ 0.21	
8	V_REVAPMN.gw					17.94/ 159.06	

Ver en la Tabla 3 la descripción del parámetro representado con el acrónimo.

Resultados

El cambio de uso de suelo

La superficie de la subcuenca TES cubierta por bosques templados aumentó de 16 % en 1986 a 26 % en 2003 y luego declinó nuevamente en 2018 (Figura 2, gráfica de áreas TES). Por su parte, las selvas mostraron una pérdida de 50 % de su extensión de 1986 a 2018, con un marcado declive en 2003 y posteriormente una recuperación en los siguientes 15 años. Las áreas ocupadas por chaparral y matorral rosetófilo fueron inferiores al 0.25 % en todos los escenarios.

Las variaciones de las coberturas vegetales naturales están relacionadas directamente con variaciones en las prácticas productivas. La recuperación de los bosques templados se debió sobre todo al abandono de la agricultura de temporal en las partes altas entre 1986 y 2003, mientras que el declive en el periodo de 2003 a 2018 indica prácticas humanas que propician la deforestación. A su vez, la reducción de la extensión de la selva en las partes bajas ocurrió por el desmonte

realizado para la expansión de las áreas de pastizal (con fines pecuarios), que llegaron a ocupar la mitad de la subcuenca en 2003. En los años subsecuentes, el abandono de los pastizales redujo su extensión hasta ocupar solo el 30 % de la cuenca, permitiendo la recuperación de la vegetación secundaria de las selvas en esos espacios. De 1986 a 2003, las áreas agrícolas se redujeron de modo paulatino de 12 % a menos del 1 % del área; luego se ampliaron hasta ocupar el 20 % de la subcuenca en 2018.

La subcuenca San Juan es la más meridional y de menor altitud (< 1 000 msnm) de manera que las áreas cubiertas con bosques templados son menores (< 5 %, excepto en 2003 y 2011) que en TES (Figura 2, gráfica de áreas SJN). Por el contrario, las selvas húmedas llegaron a cubrir el 55 % del área en 1993, seguida por un proceso de degradación que redujo esta extensión a una cuarta parte en 2003 y una fase de recuperación en las últimas dos décadas. En todos los escenarios, el chaparral representó menos del 0.05 % del área (> 400 ha).

De manera semejante a TES, el área perdida por bosques y selvas de 1986 a 2003 fue ganada por los pastizales que llegaron a cubrir el 68 % de la subcuenca en 2003 y reducida después a 39 %. Por su parte, las áreas agrícolas han incrementado el área ocupada de 10 % en 1986 a 25 % en 2018, con el punto más bajo alcanzado en 2003. Sin embargo, como se discute más adelante en relación con la calidad de los datos de entrada (ver sección Las fuentes de incertidumbre y los alcances de las

modelaciones), los cambios drásticos registrados en 2003 respecto al escenario previo (1998) y posterior (2011) sugieren la necesidad de verificar los resultados obtenidos para ese año con un set de imágenes diferente.

La modelación hidrológica

Los resultados que se presentan en esta sección y en la siguiente son producto de la parametrización de los modelos con el mejor ajuste obtenido según los estadísticos de eficiencia. En la Tabla 4 (TES) y la Tabla 5 (SJN) se muestran los rangos de incertidumbre iniciales dados por defecto por el modelo en referencia a los cuales se ajustaron los valores finales de cada parámetro para cada subcuenca.

Las gráficas con los datos de caudal parametrizados con el mejor ajuste y los intervalos de predicción para cada periodo se presentan en la Figura 4 y la Figura 5, junto con los respectivos estadísticos de eficiencia e incertidumbre.

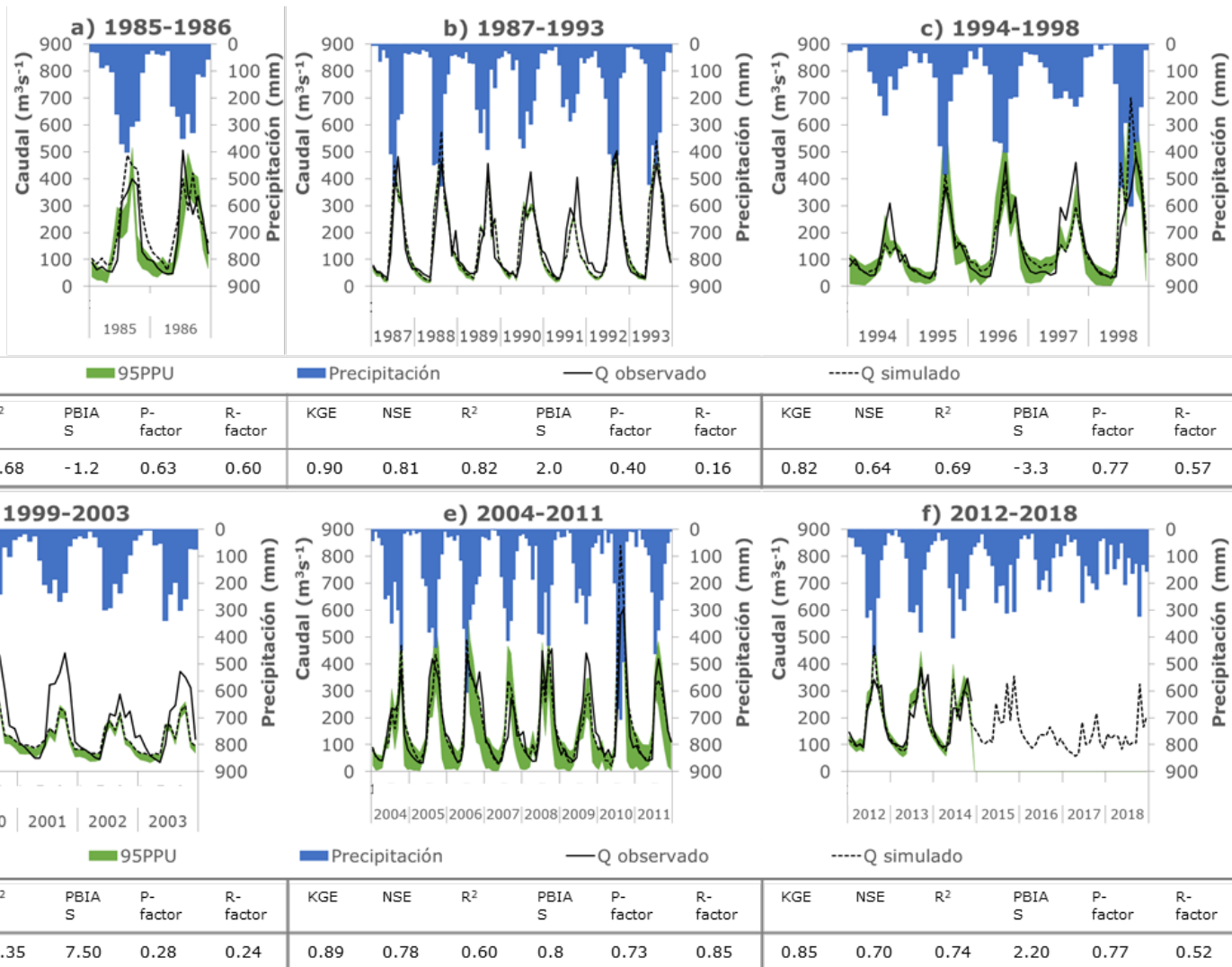


Figura 4. Modelación del caudal de 1986-2014 (calibrado) y de 2015-2018 (simulado) en la estación hidrométrica "Garro" de la subcuenca

Tesechoacán (TES). Cada gráfica (inciso) corresponde a un periodo modelado (ver Tabla 2).

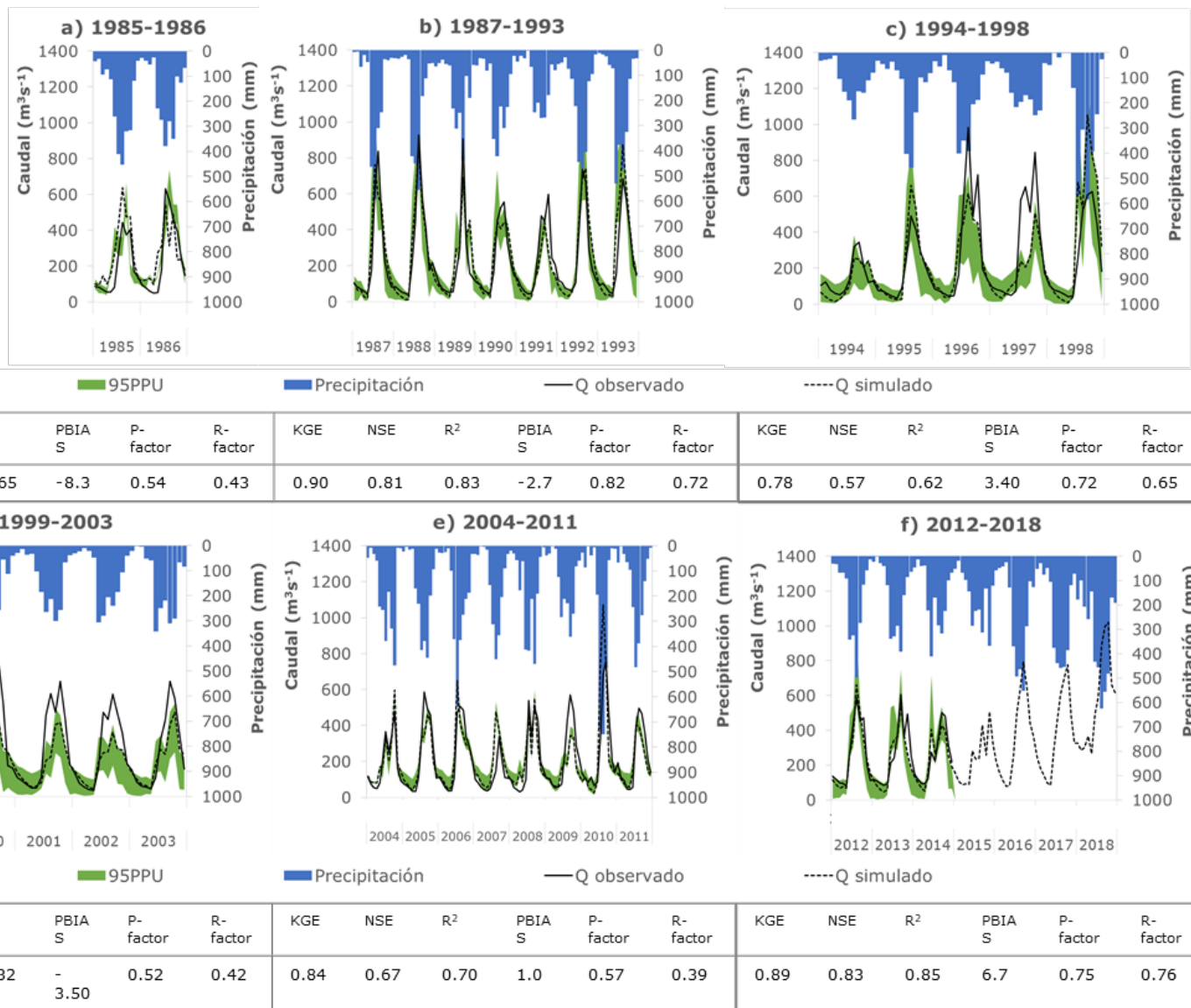


Figura 5. Modelación del caudal de 1986-2014 (calibrado) y 2015-2018 (simulado) en la estación hidrométrica “Cuatotolapan” de la subcuenca San Juan (SJN). Cada gráfica (inciso) corresponde a un periodo modelado (ver Tabla 2).

Independientemente de los cambios de vegetación y uso de suelo entre los diferentes escenarios por subcuenca, los mismos seis parámetros presentaron el mejor ajuste en TES (Tabla 4).

El porcentaje de sesgo indica que los resultados son buenos cuando se encuentran en el rango de $\pm 15 \%$ (Moriasi *et al.*, 2007). Abbaspour (2015) sugiere que, en la calibración de descargas, los valores de *P*-factor $> 70 \%$ se consideran óptimos. El mismo autor señala que el valor de *R*-factor debe ser menor a 1.5 y para esta subcuenca todos los periodos presentaron valores entre 0.31 y 0.58.

TES presenta valores de eficiencia en todos los periodos calibrados entre 0.64 y 0.90, excepto en el periodo 1999-2003 ($KGE = 0.58$, $NSE = 0.14$, $R^2 = 0.35$) (Figura 4). El bajo desempeño del periodo 1999-2003 se verifica en el bajo valor *P*-factor = 0.28, el coeficiente de sesgo comparativamente alto ($PBIAS = 7.5$), así como de manera visual (Figura 4 inciso d). Los estadísticos de incertidumbre confirman el ajuste satisfactorio en los periodos 1994-1998, 2004-2011 y 2012-2018 (valores de *P*-factor mayores a 70 % en los tres casos) e indican que el periodo 1985-1986 queda ligeramente por debajo del umbral de buen desempeño

(P -factor = 0.63). El primero y tercer periodos sobreestiman ligeramente; el resto de los periodos presenta una ligera subestimación. A pesar de que el periodo de los datos simulados de 1987-1993 presentó los mejores valores de KGE, NSE y R^2 (> 0.80), apenas el 40 % de los datos observados en 1987-1993 coinciden con el intervalo 95PPU (Figura 4 inciso b).

En SJN, la escorrentía superficial y el agua subterránea, con 1 ($R_{CN2.mgt}$) y 3 ($V_ALPHA_BF.gw$, $V_GW_DELAY.gw$, $V_GWQMN.gw$) parámetros, respectivamente, explicaron el comportamiento del rendimiento hídrico de 1986 a 1998; mientras que de 2003 a 2018, el agua del suelo ($R_SOL_AWC(..).sol$) y la evapotranspiración potencial y real tuvieron mayor relevancia (Tabla 5).

De manera semejante a TES, en SJN (Figura 5), el periodo 1999-2003 presenta los valores de eficiencia más bajos (< 0.54). Por el contrario, los periodos 1987-1993, 1994-1998 y 2012-2018 mostraron los mejores valores de desempeño tanto en los estadísticos KGE (0.90, 0.78, 0.89, respectivamente), NSE (0.81, 0.57 y 0.83, respectivamente) y R^2 (0.83, 0.62 y 0.85, respectivamente) como en los factores de incertidumbre P -factor (0.82, 0.72, 0.75, respectivamente) y R -factor (0.72, 0.72, 0.75, respectivamente). Si bien los periodos 1985-1986 y 2004-2011 presentan buenos ajustes, el factor P indica un nivel de error mayor con valores de 0.54 y 0.57, respectivamente.

La modelación de la erosión potencial

Los valores de erosión potencial estimados en esta sección corresponden a los promedios multianuales de los seis periodos de caudal modelados. La erosión hídrica media por escenario por subcuenca oscila en el rango de 69 a 158 $\text{ton ha}^{-1} \text{año}^{-1}$ en la subcuenca Tesechoacán, y entre 57 y 162 $\text{ton ha}^{-1} \text{año}^{-1}$ en San Juan (Tabla 6). De acuerdo con estas cifras, el volumen erosionado en Tesechoacán ha disminuido a 44 % del volumen estimado en 1986 y en San Juan a 38 % de la estimación inicial.

Tabla 6. Erosión hídrica promedio multianual ($\text{ton ha}^{-1} \text{año}^{-1}$) por periodo por subcuenca.

Subcuenca	Erosión hídrica media multianual (ton ha ⁻¹ año ⁻¹)					
	Periodo					
	1985-1986	1987-1993	1994-1998	1999-2003	2004-2011	2012-2018
Tesechoacán	158.4	73.83	108.36	81.1	80.46	69.17
San Juan	162.28	67.17	73.86	100.42	56.77	61.98

En la Figura 6 se presenta la distribución espacial del potencial erosivo de las HRUs por subcuenca clasificado en cuatro categorías de erosión: ninguna a ligera, moderada, alta y muy alta (FAO, 1980). En TES, la mayor erosión, especialmente notable en 1986, se produjo en la zona alta de la subcuenca donde se concentran los bosques templados sobre pendientes pronunciadas, seguida de la cuenca media con erosión moderada a alta, mientras que la parte baja reportó volúmenes de ligeros a moderados en todos los escenarios. En la subcuenca SJN, por su parte, las zonas de mayor erosión se localizan también en los terrenos de mayor elevación, aunque durante los diferentes periodos se observan pequeñas áreas con erosión muy alta en las zonas media y baja. En esta subcuenca se observa una reducción del área afectada por niveles más severos de erosión hídrica.

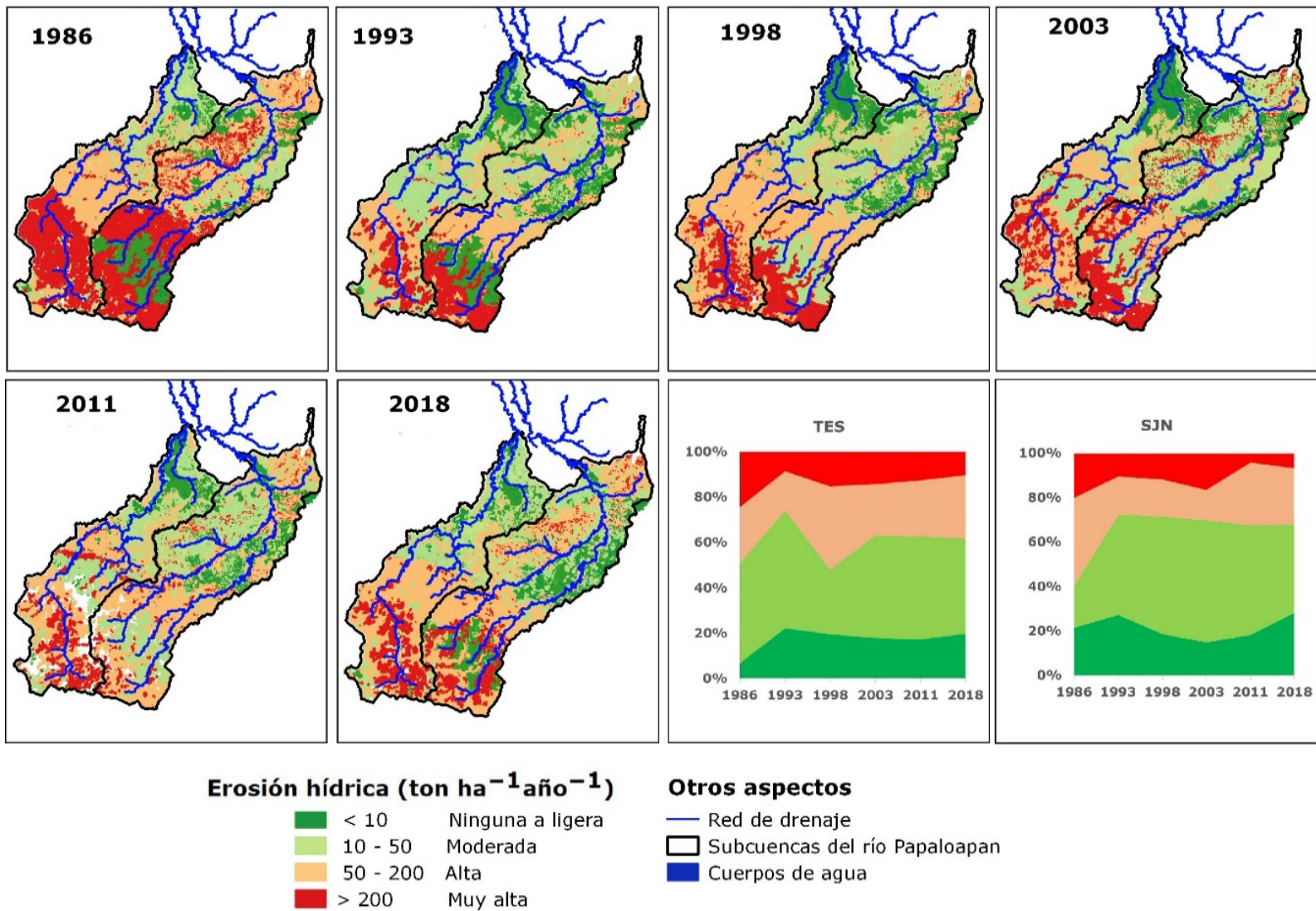


Figura 6. Distribución del potencial erosivo por subcuenca conforme a la clasificación de FAO (1980).

En términos porcentuales (Figura 6, gráfica de áreas TES), más del 50 % de la cuenca TES presenta erosión moderada durante todos los escenarios, excepto 1986 y 1998, cuando se incrementó el área con erosión alta. Las áreas con erosión ligera y muy alta representaron, cada una, menos del 20 % de cada escenario, en promedio. En la subcuenca SJN (Figura 6, gráfica de áreas SJN), entre 40 y 55 % del área reportó niveles de erosión entre 10 y 50 ton ha⁻¹ año⁻¹, excepto en 1986; todos los otros niveles se mantuvieron, en su mayoría, por debajo del 20 %.

Discusión

La variabilidad de la precipitación y los caudales observados

Para el periodo de 1986-2018, la precipitación media fue de 1 795 mm en TES y 2 250 mm en SJN. Ambas subcuencas registraron los menores niveles de precipitación en el periodo 1994-1998, con hasta 450 mm

menos (en SJN) que el promedio mencionado, coincidiendo con uno de los periodos (1997-1998) en que el fenómeno meteorológico El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) tuvo mayor impacto en el territorio nacional (Escobar-Briones, Bonilla, Badán, Caballero, & Winckell, 2001). Esta disminución se observó en reducciones de entre 5 y 10 % del caudal promedio del periodo 1994-1998 en las dos subcuencas respecto a los demás periodos. En contraste, la precipitación del periodo 2012-2018 en SJN superó en más del 50 % la media de los 34 años analizados con máximos mensuales atípicos por encima de 500 mm en las épocas de lluvias de 2017 y 2018 (Conagua, 2018).

El caudal promedio observado para los seis periodos evaluados osciló entre 151 y 196 m³ s⁻¹ en TES, y entre 208 y 251 m³ s⁻¹ en SJN. Esta variabilidad en cada cuenca es explicada en dos escalas temporales. Primero, la estacionalidad de la precipitación anual se refleja en la amplitud de los rangos mensuales de los valores de caudales observados y simulados para cada periodo evaluado por subcuenca (Figura 4 y Figura 5). Segundo, la influencia de ENOS es responsable por reducciones de alrededor del 10 % de la lluvia en verano e incrementos cercanos al 20 % en la precipitación invernal en los años 1986-1987, 1991-1992, 1994, 1997-1998 y 2002 (Magaña, Pérez, & Conde, 1998; Magaña, Vázquez, Pérez, & Pérez, 2003).

El cambio de uso de suelo y la producción de sedimentos

De 1986 a 1993, TES y SJN mostraron una reducción de más del 50 % del volumen de erosión producida (Tabla 6), atribuible al incremento de la cobertura de bosques y selvas (Figura 2).

En el periodo de 1998 se observa un aumento en el área con mayor severidad de erosión —de moderada ($10 \text{ ton ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) a alta ($10\text{-}50 \text{ ton ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$)— en la zona media de la subcuenca TES (Figura 6). Esta agudización se relaciona principalmente con el avance de los pastizales, que si bien siguieron ampliándose hasta 2003 (Figura 2), ya no reflejaron el aumento en la erosión promedio de ese periodo. Por el contrario, en el escenario 2003, se observa en TES una reducción del área afectada por erosión alta y en una producción de sedimentos 25 % menor respecto al periodo anterior (Tabla 6). Esta disminución posiblemente está asociada con la reducción de la extensión agrícola en favor de la recuperación forestal, en particular en la cuenca alta, de manera semejante a lo encontrado por Muñoz-Villers y López-Blanco (2008) en La Antigua,

cuenca de la misma región hidrológica, en el mismo periodo. No obstante, el escenario de vegetación y uso de suelo de 2003 presentó los cambios más drásticos en vegetación primaria en favor de los pastizales (Figura 2). En SJN también es marcada la expansión de los pastizales, especialmente en las selvas húmedas, y este cambio se tradujo en un incremento de la erosión en 2003 de alrededor de 35 % respecto al periodo anterior (Tabla 6).

En el periodo de 2004 a 2018, TES y SJN mostraron menores volúmenes de erosión, posiblemente relacionados con la rápida recuperación típica de la vegetación tropical en las zonas alta y media (Figura 4), pero también se expande el área agrícola en forma de parches a lo largo de las dos subcuencas (Figura 2).

Se observan ciclos de sustitución de vegetación primaria por áreas de uso agrícola y/o pecuario que pueden ser temporalmente abandonadas a la regeneración natural y luego reabiertas para el pastoreo o la agricultura (Alavez-Vargas *et al.*, 2021).

En este estudio ha sido posible relacionar los cambios en la producción de sedimentos con la cobertura solo cuando la cobertura vegetal es modificada en áreas extensas de baja pendiente, como el incremento de pastizales en las zonas bajas o cuando sucede en las zonas escarpadas de las cabeceras de cuenca, como la deforestación para uso agrícola. Un estudio en la cuenca La Antigua documentó, en efecto, mayor

producción de sedimentos en pastizales respecto a las áreas forestales (Martínez *et al.*, 2009).

En estos casos de estudio se encontró que la topografía del Papaloapan está dominada por áreas con pendientes inferiores a 15 %, de manera que mientras las cabeceras pueden alcanzar pendientes fuertes a más de 2 000 msnm, más de la mitad del paisaje de cada subcuenca consiste en amplias planicies aluviales que funcionan como zonas de depósito de los sedimentos (Verstraeten *et al.*, 2009; Wohl *et al.*, 2012). Es decir, que con independencia de su fuente, los sedimentos producidos no llegan a exportarse fuera de la subcuenca, pues no se observaron tendencias estadísticamente significativas en el volumen de sedimentos transportados en el cauce entre 1986 y 1998 (Alavez-Vargas *et al.*, 2021). De manera semejante, el metaanálisis realizado por Guzha *et al.* (2018) en el trópico africano reveló bajas correlaciones entre la cobertura forestal y la escorrentía, por lo que enfatiza la necesidad de mejorar los programas de monitoreo de cuencas a largo plazo para aumentar la comprensión de las respuestas hidrológicas.

La erosión potencial y la escasez de mediciones



La producción anual de sedimentos estimada con la MUSLE utiliza la escorrentía como factor de energía de desprendimiento y transporte de las partículas en sustitución del factor de erosividad de la precipitación de la USLE (Williams & Berndt, 1977). Por esta razón, la disponibilidad de datos observados para la calibración es fundamental, pues el ajuste del caudal implica automáticamente un ajuste a la erosión estimada y su omisión puede llevar a sub o sobreestimaciones significativas.

La falta de registros históricos de mediciones de erosión se preveía como una restricción a los alcances de este estudio, pues limitaría la validación de las estimaciones. Por lo tanto, se procedió como sigue. Para el último periodo simulado, de 2012 a 2018, se encuentra disponible la cartografía de erosión de suelos de México (INEGI, 2014), elaborada mediante diferentes técnicas de análisis de imágenes satelitales, así como con información de perfiles de suelo y que presenta cuatro categorías de erosión basadas en los atributos de los suelos observados (Bolaños-González *et al.*, 2016). Bajo los criterios de tal información, en TES, la mayoría de las áreas erosionadas se clasificaron de grado leve y moderado, presentando mayor extensión en las zonas medias y bajas, donde sus zonas de erosión “fuerte” (exposición del lecho rocoso en 50-90 % del polígono de erosión) coinciden con nuestros resultados de erosión alta (50-200 ton ha⁻¹ año⁻¹).

En SJN, los polígonos de erosión moderada se concentran en las zonas altas y bajas en las mismas áreas que clasificamos como de erosión muy alta ($>200 \text{ ton ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$). Dicha comparación está limitada por la ausencia de unidades volumétricas en la cartografía referida, sin embargo, la cartografía de Borrelli *et al.* (2017) estimada a una resolución espacial de 250 m identifica numerosos puntos de erosión hídrica superior a las $20 \text{ ton ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ en nuestra área de estudio. En contraste, el estudio de Montes-León *et al.* (2011) clasifica la mayor parte de la cuenca del Papaloapan (y, por lo tanto, de las dos subcuencas aquí estudiadas) en categorías de erosión por encima de las $50 \text{ ton ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$.

La divergencia entre las estimaciones de los estudios mencionados junto con el alto nivel de erosión diagnosticado en el país, referido al inicio de este documento, ratifican la importancia de tener información de campo para dimensionar mejor no solo el estado actual de los suelos y la cobertura vegetal de las cuencas sino también los alcances de los resultados de estudios como el presente. De manera similar, Tan *et al.* (2019) concluyen de su metaanálisis en el sureste asiático la urgencia de dirigir los esfuerzos a la generación de datos en campo de buena calidad, fundamentales para fines de modelación y predicción.

Las fuentes de incertidumbre y los alcances de las modelaciones

El *software* SWATCUP se desarrolló como una herramienta de calibración para SWAT, con el objetivo de sistematizar, a través de cinco algoritmos posibles, los análisis de sensibilidad e incertidumbre y la parametrización involucrados en el proceso de calibración, dada la gran cantidad de parámetros incluidos en cada modelación de SWAT (Abbaspour, 2015).

En una comparación entre los métodos de calibración de SWATCUP realizada en el río Ganges, India, Shivhare, Dikshit y Dwivedi (2018) documentaron un mejor desempeño de SUFI-2 respecto a GLUE o ParaSol, respaldando su amplia utilización (Abbaspour *et al.*, 2015; Arnold *et al.*, 2012; Chotpantarat & Boonkaewwan, 2018). En esta investigación, la selección del grupo de parámetros óptimo para la calibración se hizo a partir de las recomendaciones iniciales del algoritmo de calibración y del análisis de sensibilidad, así como de la guía de trabajos previos (Abbaspour *et al.*, 2015; Arnold *et al.*, 2012). El grupo de parámetros óptimo para cada modelación incluyó lo siguiente: un parámetro de escorrentía superficial, tres de agua subterránea, uno de agua del suelo, y de 1 a 3 de evapotranspiración potencial y real (Tabla 3, Tabla 4 y Tabla 5), mismos que han sido usados para la calibración hidrológica en otros

estudios recientes tanto a escala regional en Tailandia (Chotpantarat & Boonkaewwan, 2018) como a escala continental en Europa (Abbaspour *et al.*, 2015) con buenos resultados. Tan *et al.* (2019) observaron buenos niveles de desempeño de SWAT en la simulación de caudales en regiones tropicales a partir del análisis de 126 estudios del sureste asiático.

De acuerdo con Moriasi *et al.* (Moriasi *et al.*, 2007; Moriasi, Gitau, Pai, & Daggupati, 2015) los valores de eficiencia de $NSE > 0.50$ y $PBIAS \pm 15 \%$ pueden considerarse satisfactorios en el desempeño de las modelaciones de caudal mensual. Bajo estos criterios, los 12 periodos evaluados presentaron porcentajes de sesgo bastante buenos (entre -8.3 y 7.5) mientras de acuerdo con el criterio de eficiencia de Nash-Sutcliffe, 6 de 10 periodos calibrados fueron satisfactorios, siendo la excepción el periodo 1999-2003 en las dos subcuencas, como puede observarse en la Figura 4, inciso d, y Figura 5, inciso d. Tan importante como que el valor de la función objetivo Kling-Gupta se acerque a 1 es que el error de los modelos tienda a 0, es decir, que el mayor porcentaje de los datos observados se sitúe en el intervalo de predicción (95PPU) más estrecho ($R\text{-factor} \rightarrow 0$) de la mejor parametrización ($P\text{-factor} \rightarrow 1$).

Con esta combinación de criterios, las mejores simulaciones de este estudio alcanzaron de forma simultánea valores de KGE y $P\text{-factor}$ superiores a 0.70, y corresponden a los periodos calibrados de 1994-1998, 2004-2011 y 2012-2018 en TES (Figura 4, incisos c, d y e), y 1987-1993, 1994-1998 y 2012-2018 en SJN (Figura 5, incisos b, c, e). En un

rango inferior se observa el desempeño de la simulación de 1986-1993 en TES con $P\text{-factor} = 0.63$ (Figura 4 inciso b), mientras que las simulaciones restantes presentan errores mayores al 40 %. Tal como documentaron Tan *et al.* (2019), los estudios realizados en zonas tropicales en condiciones de escasez de datos con frecuencia omiten la descripción de sus métricas de error y éstas son importantes para realizar una evaluación más rigurosa de los resultados obtenidos, incluso si evidencian, como en este estudio, anomalías importantes sobre las cuales prestar atención en estudios subsecuentes.

Abbaspour *et al.* (Abbaspour *et al.*, 2007; Abbaspour *et al.*, 2015) mencionan cuatro fuentes de incertidumbre en las modelaciones: 1) la simplificación conceptual; 2) los procesos no simulados por el modelo; 3) los procesos simulados por el modelo, pero desconocidos por el modelador o no modelables por falta de datos, y 4) la calidad de los datos de entrada. En esta investigación influyeron en especial los puntos 3 y 4.

En lo que respecta a la estimación de la erosión hídrica, se decidió asumir *a priori* la ausencia de prácticas de conservación (factor $P_{USLE} = 1$ de la MUSLE) a falta de registros históricos. En cuanto a la calidad de los datos, el drástico cambio en la vegetación del escenario 2003 en comparación con el previo (1998) y el posterior (2011), al igual que el bajo desempeño de las simulaciones hidrológicas de 1999-2003 en las dos subcuencas sugieren la necesidad de reanalizar ese escenario con un set de imágenes diferente. Posiblemente la irregularidad de los intervalos

entre los escenarios de cobertura y uso de suelo evaluados haya desempeñado una fuente de incertidumbre para el modelo.

La capacidad de los modelos para reconstruir trayectorias de cambio hidrológico tiene como principal limitación la existencia (o no) de datos históricos observados para validar los escenarios generados; no obstante, estos continúan siendo herramientas útiles para establecer líneas base (Arheimer & Lindström, 2019) y, en estos casos, la comparación con estimaciones de otros modelos puede utilizarse como estrategia de validación de los resultados (Borrelli *et al.*, 2017) y de delimitación de los alcances.

Conclusiones

Se estudió la respuesta de la erosión potencial en dos subcuencas hidrológicas tropicales de mediana escala respecto a los cambios de uso de suelo. La herramienta para llevar a cabo dicha cuantificación fue el modelo hidrológico semidistribuido Soil and Water Assessment Tool (SWAT).

De los 12 periodos simulados, dos fueron invalidados por anomalías en el escenario de uso de suelo. Basados en la evaluación combinada de tres estadísticos de eficiencia y dos de incertidumbre, de los 10 periodos calibrados restantes, seis mostraron buenos ajustes en la simulación hidrológica con $KGE > 0.70$ y $P\text{-factor} > 0.70$. De acuerdo con las estimaciones realizadas, se observó una reducción de los volúmenes de erosión hídrica a medio plazo.

La calidad de los resultados se evaluó a través del uso combinado de tres estadísticos de eficiencia y dos medidas de la incertidumbre. Al usar modelos hidrológicos para la investigación y el soporte a la toma de decisiones de política pública se recomienda a los profesionales y académicos la selección de una combinación de estadísticos equivalente a la empleada en este estudio, con el fin de verificar de manera conjunta y con mayor rigor la confiabilidad de las modelaciones.

La comparación de los volúmenes de erosión potencial estimada respecto a los resultados obtenidos por otros estudios en la misma área de estudio, pero con métodos y escalas diferentes, permite validar los resultados y acotar los alcances.

Asimismo, la heterogeneidad observada entre los estudios revisados y el alto nivel de erosión diagnosticado en el país permite argumentar en favor de la necesidad de generar estándares y criterios para la producción de datos de buena calidad para la investigación y gestión de la erosión en el territorio nacional.

En países como México, con monitoreo limitado, la estimación de las variables de interés a partir de datos físicos, climáticos y humanos, así como la disponibilidad de bases de datos de remuestreo, ha popularizado el uso de SWAT. Las funcionalidades de esta herramienta son valiosas para prospeccionar cuencas no aforadas o cronosecuencias de interés, sin embargo sus aplicaciones para fines de investigación o gestión deben estar sustentadas tanto con métricas de error como con estadísticos de eficiencia que dimensionen con claridad los alcances, limitaciones y anomalías de los resultados obtenidos.

Los modelos de base física son herramientas de utilidad en las regiones tropicales con escasez de datos históricos para estimar el comportamiento de las dinámicas hidrológicas y edafológicas, pero dados los niveles de incertidumbre encontrados en este trabajo, se considera que no pueden suplir de manera permanente las funciones de una red de monitoreo de erosión a escala de cuenca.

Agradecimientos

Este estudio fue realizado en el ámbito de la tesis doctoral de la primera autora en el Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza, con financiamiento del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (Conacyt) y el proyecto DGAPA-UNAM IA104918 del Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (II-UNAM).



Referencias

- Abbaspour, K. C. (2005). Calibration of hydrologic models: When is a model calibrated? In: Zerger, A., & Argent, R. M. (eds.). *MODSIM 2005 International Congress on Modelling and Simulation. Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand* (pp. 2449-12455). Melbourne, Australia.
- Abbaspour, K. C., Johnson, C. A., & van Genuchten, M. T. (2004). Estimating uncertain flow and transport parameters using a sequential uncertainty fitting procedure. *Vadose Zone Journal*, 3(4), 1340-1352. Recuperado de <https://doi.org/10.2136/vzj2004.1340>
- Abbaspour, K. C., Vaghefi, S., & Srinivasan, R. (2017). A guideline for successful calibration and uncertainty analysis for soil and water assessment: A review of papers from the 2016 International SWAT Conference. *Water*, 10(1), 6. Recuperado de <https://doi.org/10.3390/w10010006>
- Abbaspour, K. C., Rouholahnejad, E., Vaghefi, S., Srinivasan, R., Yang, H., & Kløve, B. (2015). A continental-scale hydrology and water quality model for Europe: Calibration and uncertainty of a high-resolution large-scale SWAT model. *Journal of Hydrology*, 524, 733-752. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2015.03.027>

- Abbaspour, K. C. (2015). *SWAT-CUP: SWAT calibration and uncertainty programs. A user manual* (100 p.). Dübendorf, Switzerland: Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, Eawag.
- Abbaspour, K. C., Yang, J., Maximov, I., Siber, R., Bogner, K., Mieleitner, J., Zobrist, J., & Srinivasan, R. (2007). Modelling hydrology and water quality in the pre-alpine/alpine Thur watershed using SWAT. *Journal of Hydrology*, 333(2-4), 413-430. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2006.09.014>
- Alatorre, L. C., & Beguería, S. (2009). Los modelos de erosión: una revisión. *Revista C&G*, 23(1-2), 29-48.
- Alavez-Vargas, M., Birkel, C., Corona, A., & Breña-Naranjo, J. A. (2021). Land cover change induced sediment transport behaviour in a large tropical Mexican catchment. *Hydrological Sciences Journal*, 66(6), 1069-1082. Recuperado de <https://doi.org/10.1080/02626667.2021.1903472>
- Arheimer, B., & Lindström, G. (2019). Detecting changes in river flow caused by wildfires, storms, urbanization, regulation and climate across Sweden. *Water Resources Research*, 55(11), 8990-9005. Recuperado de <https://doi.org/10.1029/2019wr024759>
- Arnold, J. G., Kiniry, J. R., Srinivasan, R., Williams, J. R., Haney, E. B., & Neitsch, S. L. (2011). *Soil and water assessment tool. Input/output file documentation* (Issue December). San Antonio, USA: Texas A&M University System.

- Arnold, J. G., Moriasi, D. N., Gassman, P. W., Abbaspour, K. C., White, M. J., Srinivasan, R., Santhi, C., Harmel, R. D., Griensven, A. van, Liew, M. W., Kannan, N., & Jha, M. K. (2012). SWAT: model use, calibration and validation. *Transactions of the ASABE*, 55(4), 1491-1508.
- Beaudoin, H., & Rodell, M. (2015). *GLDAS Noah Land Surface Model L4 3 hourly 0.25 x 0.25 degree V2.0*. GES DISC. Recuperado de <https://doi.org/10.5067/342OHQM9AK6Q>
- Beaudoin, H., & Rodell, M. (2016). *GLDAS Noah Land Surface Model L4 3 hourly 0.25 x 0.25 degree V2.1*. Greenbelt, Maryland, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Recuperado de https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GLDAS_NOAH025_3H_2.1/summary
- Bello, J., Gómez, L., Magaña, V., Graizbord, B., & Rodríguez, P. H. (2009). Sitio piloto río Papaloapan-Laguna de Alvarado. En: Buenfil-Friedman, J. (ed.). *Adaptación a los impactos del cambio climático en los humedales costeros del Golfo de México*. (pp. 435-456). México, DF, México: Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales e Instituto Nacional de Ecología.
- Beven, K. (2012). *Rainfall-runoff modelling: the primer*. Noida, India: Wiley-Blackwell.

- Blackman, A., Goff, L., & Rivera-Planter, M. (2018). Does eco-certification stem tropical deforestation? Forest Stewardship Council certification in Mexico. *Journal of Environmental Economics and Management*, 89(C), 306-333. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.jeem.2018.04.005>
- Bolaños-González, M. A., Paz-Pellat, F., Cruz-Gaistardo, C. O., Argumedo-Espinoza, J. A., Romero-Benítez, V. M., & De-la-Cruz-Cabrera, J. C. (2016). Mapa de erosión de los suelos de México y posibles implicaciones en el almacenamiento de carbono orgánico del suelo. *TERRA Latinoamericana*, 34(3), 271-288.
- Borrelli, P., Robinson, D. A., Fleischer, L. R., Lugato, E., Ballabio, C., Alewell, C., Meusburger, K., Modugno, S., Schütt, B., Ferro, V., Bagarello, V., Oost, K. Van, Montanarella, L., & Panagos, P. (2017). An assessment of the global impact of 21st century land use change on soil erosion. *Nature Communications*, 8(1), 2013. Recuperado de <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02142-7>
- Cardoza-Vázquez, R., Cuevas-Flores, L., García-Carreón, J. S., Guerrero-Herrera, J. A., Gonzalez-Olarte, J. C., Hernández-Méndez, H., Lira-Quintero, M. de L., Nieves-Frausto, J. L., Tejeda-Sartorius, D., & Vázquez-Martínez, C. M. (2007). *Protección, restauración y conservación de suelos forestales. Manual de obras y prácticas*. Comisión Nacional Forestal, y Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales.

- Carvalho, L. M. V. (2019). Assessing precipitation trends in the Americas with historical data: A review. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, e627. Recuperado de <https://doi.org/10.1002/wcc.627>
- Chotpantarat, S., & Boonkaewwan, S. (2018). Impacts of land-use changes on watershed discharge and water quality in a large intensive agricultural area in Thailand. *Hydrological Sciences Journal*, 63(9), 1386-1407. Recuperado de <https://doi.org/10.1080/02626667.2018.1506128>
- Conagua, Comisión Nacional del Agua. (2017). *Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS)*. Recuperado de <https://www.imta.gob.mx/bandas>
- Conagua, Comisión Nacional del Agua. (octubre, 2018). *Reporte del clima en México*, 8(10), 43.
- Couto, A. A., Da-Conceição, F. T., Fernandes, A. M., Spatti, E. P., Lupinacci, C. M., & Moruzzi, R. B. (2019). Land use changes associated with the expansion of sugar cane crops and their influences on soil removal in a tropical watershed in São Paulo State (Brazil). *Catena*, 172 (December 2017), 313-323. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.09.001>
- Delmas, M., Cerdan, O., Cheviron, B., & Mouchel, J. M. (2011). River basin sediment flux assessments. *Hydrological Processes*, 25(10), 1587-1596. Recuperado de <https://doi.org/10.1002/hyp.7920>

- Dile, Y., Srinivasan, R., & George, C. (2019). *QGIS Interface for SWAT (QSWAT) version 1.8* (p. 98). Recuperado de https://swat.tamu.edu/media/116371/qswat-manual_v19.pdf
- Douglas-Mankin, K. R., Srinivasan, R., & Arnold, J. G. (2010). Soil and Water Assessment Tool (SWAT) model: Current developments and applications. *Transactions of the ASABE*, 53(5), 1423-1431.
- Escobar-Briones, E., Bonilla, M., Badán, A., Caballero, Ma., & Winckell, A. (2001). *Los efectos del fenómeno El Niño en México 1997-1998*. México, DF, México: Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología.
- Fakhri, M., Dkohaki, H., Eslamian, S., Fazeli-Farzani, I., & Reza-Farzaneh, M. (2014). Flow and sediment transport modeling in rivers. In: Eslamian, S. (ed.). *Handbook of engineering hydrology. Modeling, climate change and variability* (pp. 233-275). Boca Raton, USA: CRC Press.
- FAO, Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura. (1980). *Metodología provisional para la evaluación de la degradación de los suelos*. Roma, Italia: Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura.
- FAO, Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura. (2009). *Guía para la descripción de suelos*. Roma, Italia: Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura.

FAO, Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura. (2011). *Situación de los bosques del mundo*. Roma, Italia: Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura.

FAO & ITPS, Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura & Intergovernmental Technical Panel on Soils (ITPS). (2015). *The status of the world's soil resources. Main report*. Recuperado de <https://www.fao.org/3/i5199e/i5199e.pdf>

García, E. (2004). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen* (5th ed.). México, DF, México: Instituto de Geografía- Universidad Nacional Autónoma de México.

Goodchild, M. F. (1996). *Environmental modelling with GIS*. Oxford , UK: Oxford University Press.

Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., & Martínez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1-2), 80-91. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>

Guzha, A. C., Rufino, M. C., Okoth, S., Jacobs, S., & Nóbrega, R. L. B. (2018). Impacts of land use and land cover change on surface runoff, discharge and low flows: Evidence from East Africa. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 15(November 2017), 49-67. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.11.005>

- Hargreaves, G. L., Hargreaves, G. H., & Riley, J. P. (1985). Agricultural benefits for Senegal river basin. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 111(2), 113-124. Recuperado de [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(1985\)111:2\(113\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(1985)111:2(113))
- INEGI, Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2007). *Conjunto de datos vectorial edafológico escala 1:250000 serie II (Continuo Nacional)*. INEGI.
- INEGI, Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2010). *Red hidrográfica escala 1:50 000*. Aguascalientes, México: Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- INEGI, Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2013). *Conjunto de datos de perfiles de suelo escala 1:250000 serie II (Continuo Nacional)*. Aguascalientes, México: Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- INEGI, Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2014). *Carta de erosión de suelo. Escala 1: 250 000. Serie I*. Aguascalientes, México: Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- Jajarmizadeh, M., Harun, S., & Salarpour, M. (2012). A review on theoretical consideration and types of models in Hydrology. *Journal of Environmental Science and Technology*, 5(5), 249-261. Recuperado de <https://doi.org/10.3923/jest.2012.249.261>

- Jarvis, A., Reuter, H. I., Nelson, A., & Guevara, E. (2008). *Hole-filled SRTM for the globe: Version 4: data grid, CGIAR-CSI SRTM 90m Database*. CGIAR Consortium for Spatial Information. Recuperado de <http://srtm.csi.cgiar.org/>
- Jørgensen, S. E., & Fath, B. D. (2011). *Fundamentals of ecological modelling: Applications in environmental management and research* (4th ed.). USA: Elsevier. Recuperado de <https://www.amazon.com/Fundamentals-Ecological-Modelling-Applications-Environmental/dp/0444535675?asin=0444535675&revisionId=&format=4&depth=1>
- Li, B., Beaudoin, H., & Rodell, M. (2018). *GLDAS catchment land surface model L4 daily 0.25 x 0.25 degree V2.0*. GES DISC. Recuperado de <https://doi.org/10.5067/LYHA9088MFWQ>
- Liu, J., Zhang, C., Kou, L., & Zhou, Q. (2017). Effects of climate and land use changes on water resources in the Taoer River. *Advances in Meteorology*, 2017, 1-13. Recuperado de <https://doi.org/10.1155/2017/1031854>
- Magaña, V., Pérez, J., & Conde, C. (1998). El fenómeno del El Niño y la oscilación del sur. Sus impactos en México. *Ciencias*, 51, 14-18.
- Magaña, V. O., Vázquez, J. L., Pérez, J. L., & Pérez, J. B. (2003). Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional*, 42(3), 313-330.

- Martinez, J. M., Guyot, J. L., Filizola, N., & Sondag, F. (2009). Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena*, 79(3), 257-264. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.05.011>
- Martínez, M. L., Pérez-Maqueo, O., Vázquez, G., Castillo-Campos, G., García-Franco, J., Mehlreter, K., Equihua, M., & Landgrave, R. (2009). Effects of land use change on biodiversity and ecosystem services in tropical montane cloud forests of Mexico. *Forest Ecology and Management*, 258(9), 1856-1863. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2009.02.023>
- Montes-León, M. A. L., Uribe-Alcántara, E. M., & García-Celis, E. (2011). Mapa nacional de erosión potencial. *Tecnología y ciencias del agua*, 2(1), 5-17.
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885-900. Recuperado de <https://doi.org/10.13031/2013.23153>
- Moriasi, D. N., Gitau, M. W., Pai, N., & Daggupati, P. (2015). Hydrologic and water quality models: Performance measures and evaluation criteria. *Transactions of the ASABE*, 58(6), 1763-1785.

- Muñoz-Villers, L. E., & López-Blanco, J. (2008). Land use/cover changes using Landsat TM/ETM images in a tropical and biodiverse mountainous area of central-eastern Mexico. *International Journal of Remote Sensing*, 29(1), 71-93. Recuperado de <https://doi.org/10.1080/01431160701280967>
- Neitsch, S., Arnold, J., Kiniry, J., & Williams, J. (2011). *Soil & water assessment tool theoretical documentation version 2009*. Texas Water Resources Institute. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.11.063>
- Pérez-Vega, A., & Ortiz-Pérez, M. (2002). Cambio de la cubierta vegetal y vulnerabilidad a la inundación en el curso bajo del río Papaloapan, Veracruz. *Investigaciones Geográficas*, 48, 90-105.
- QGIS Development Team. (2014). *QGIS Geographic Information System v. 2.6.1*. Brighton. Open Source. Recuperado de <https://download.qgis.org/downloads/>
- QGIS Development Team. (2019). *QGIS Geographic Information System*. Open Source. Geospatial Foundation Project. Recuperado de <http://qgis.osgeo.org>
- Rangel, L., Jorge, M. do C., Guerra, A., & Fullen, M. (2019). Soil erosion and land degradation on trail systems in mountainous areas: Two case studies from South-East Brazil. *Soil Systems*, 3(3), 56. Recuperado de <https://doi.org/10.3390/soilsystems3030056>

- Reid, L. M. (1998). Cumulative watershed effects and watershed analysis. In: Naiman, R. J., & Bilby, R. E. (eds.). *River ecology and management: Lessons from the Pacific Coastal Ecoregion* (pp. 476-501). Tacoma, USA: Springer-Verlag.
- Rodell, M., Houser, P. R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C.-J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin, J. K., Walker, J. P., Lohmann, D., & Toll, D. (2004). The global land data assimilation system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3), 81-394.
- Ruiz-Fernández, A. C., Maanan, M., Sanchez-Cabeza, J. A., Bernal, L. H. P., Mendoza, P. L., & Limoges, A. (2014). Chronology of recent sedimentation and geochemical characteristics of sediments in Alvarado Lagoon, Veracruz (southwestern gulf of Mexico)| Cronología de la sedimentación reciente y caracterización geoquímica de los sedimentos de la laguna de Alvarado, Veracruz. *Ciencias Marinas*, 40(4), 291-303. Recuperado de <https://doi.org/10.7773/cm.v40i4.2473>
- Saxton, K. E., & Rawls, W. J. (2006). Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. *Soil Science Society of America Journal*, 70(5), 1569-1578. Recuperado de <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0117>

- Shivhare, N., Dikshit, P. K. S., & Dwivedi, S. B. (2018). A comparison of SWAT model calibration techniques for hydrological modeling in the Ganga River watershed. *Engineering*, 4(5), 643-652. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/J.ENG.2018.08.012>
- Tan, M. L., Gassman, P. W., Srinivasan, R., Arnold, J. G., & Yang, X. (2019). A review of SWAT studies in Southeast Asia: applications, challenges and future directions. *Water*, 11(5), 914. Recuperado de <https://doi.org/10.3390/w11050914>
- Verstraeten, G., Lang, A., & Houben, P. (2009). Human impact on sediment dynamics - quantification and timing. *Catena*, 77(2), 77-80. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.01.005>
- Vörösmarty, C. J., Lévêque, C., & Revenga, C. (2005). Fresh waters. In: *Terrestrial environments* (pp. 165-207). Recuperado de <https://doi.org/10.4324/9780429331183-12>
- Wang, F., Ge, Q., Yu, Q., Wang, H., & Xu, X. (2017). Impacts of land-use and land-cover changes on river runoff in Yellow river basin for period of 1956-2012. *Chinese Geographical Science*, 27(1), 13-24. Recuperado de <https://doi.org/10.1007/s11769-017-0843-3>
- Wang, Y., Jiang, R., Xie, J., Zhao, Y., Yan, D., & Yang, S. (2019). Soil and Water Assessment Tool (SWAT) model: A systemic review. *Journal of Coastal Research*, 93(sp1), 22. Recuperado de <https://doi.org/10.2112/SI93-004.1>

- Warrick, J. A. (2014). Trend analyses with river sediment rating curves. *Hydrological Processes*, 29(6), 936-949. Recuperado de <https://doi.org/10.1002/hyp.10198>
- Williams, J. R. (2012). The EPIC model. In: Singh, V. (ed.). *Computer models of watershed hydrology* (pp. 909-1000). USA: Water Resources Publications. Recuperado de <https://www.wrpllc.com/books/cmwhn.html>
- Williams, J. R., & Berndt, H. D. (1977). Sediment yield prediction based on watershed hydrology. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 20(6), 1100-1104. Recuperado de <https://doi.org/10.13031/2013.35710>
- Wohl, E., Barros, A., Brunsell, N., Chappell, N. A., Coe, M., Giambelluca, T., Goldsmith, S., Harmon, R., Hendrickx, J. M. H., Juvik, J., McDonnell, J., & Ogden, F. (2012). The hydrology of the humid tropics. *Nature Climate Change*, 2, 655-662. Recuperado de <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE1556>
- Wuthrich, D. (2006). Google Earth Pro. *Geospatial Solutions*, 16, 30-32.
- Yang, H. F., Yang, S. L., Xu, K. H., Milliman, J. D., Wang, H., Yang, Z., Chen, Z., & Zhang, C. Y. (2018). Human impacts on sediment in the Yangtze River: A review and new perspectives. *Global and Planetary Change*, 162, 8-17. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.01.001>