

3. Descripción del modelo

El modelo de Simulación Hidrológica Abierta (*SHIA*) fue propuesto inicialmente por Vélez (2001). *SHIA* es un modelo conceptual distribuido y considera que los procesos determinantes en la producción y transferencia de escorrentía se pueden representar por un sistema de tanques o elementos de almacenamiento interconectados. Según Vélez (2001) la cantidad de tanques y las relaciones matemáticas que representan los procesos se pueden adaptar de acuerdo a las particularidades de la cuenca de estudio.

Posteriormente, Frances et al. (2007) adoptaron un esquema particular del *SHIA* para dar origen al modelo *TETIS*. Este esquema consta de cinco tanques para representar la producción de escorrentía. La transferencia del flujo en la ladera se rige por relaciones lineales, mientras que en el cauce se resuelve mediante la *Onda Cinemática Geomorfológica (OCG)* (Vélez, 2001).

Con el objetivo de simular la erosión y el transporte de sedimentos, Montoya (2008) adaptó el módulo sedimentológico del modelo *CASC2D-SED* (Johnson, 2000; Rojas, 2002) para incorporarlo en el *TETIS*, generando el modelo *TETIS-SED*. Más adelante, Velásquez (2011) incorpora el módulo de sedimentos del *CASC2D-SED* a los conceptos de simulación abierta propuestos por Vélez (2001), dando origen al modelo *SHIA-SED*. Velásquez (2011) realiza la simulación de caudales y sedimentos utilizando dos esquemas para la transferencia del flujo en la ladera, el primero está basado en relaciones lineales, mientras que el segundo esquema se basa en una función no lineal donde la velocidad del flujo depende del volumen almacenado.

En los trabajos de Montoya (2008) y Velásquez (2011) se implementan los modelos *TETIS-SED* y *SHIA-SED* para simular la producción y el transporte de sedimentos en la cuenca experimental *Goodwin Creek* en Batesville (Mississippi), a escala de evento y en el corto plazo. Posteriormente, Bussi (2014) utiliza el modelo *TETIS-SED* (Montoya, 2008) para reproducir las dinámicas sedimentológicas en diferentes cuencas de España, en resolución diaria y en el largo plazo. Los resultados de Montoya (2008), Velásquez (2011) y Bussi (2014) son bastante satisfactorios; sin embargo, en la literatura no se reporta la utilización de estos modelos para la simulación de sedimentos en escala intra-diaria y en el largo plazo.

A continuación se realiza una descripción del modelo *SHIA-SED* y los esquemas utilizados para el desarrollo de este trabajo.

3.1. Definición del sistema

A partir del Modelo de Elevación Digital *DEM* se obtiene el mapa de direcciones y de área acumulada, estas propiedades permiten delimitar la cuenca hidrográfica y definir la dirección del flujo tanto en superficie como en el subsuelo. La discretización de la cuenca en celdas permite representar la variabilidad espacial de los procesos y las propiedades del suelo. En la Figura 3.1 se ilustra la representación de la acumulación del flujo a partir del *DEM*.

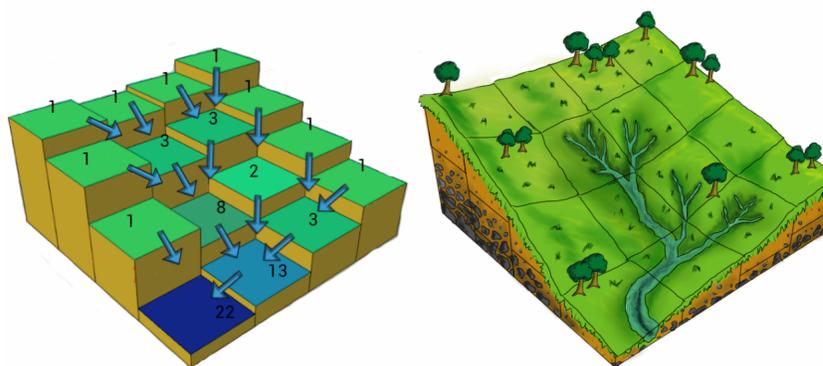


Figura 3.1.: Esquema de acumulación del flujo.
Tomado de Velásquez (2011)

Para representar los procesos de acuerdo a la geomorfología de la cuenca, las celdas se clasifican mediante la definición de umbrales sobre el mapa de área acumulada. En la clasificación se reconocen tres tipos de celdas: celdas tipo ladera, celdas con presencia de cárcavas y celdas que presentan cauce (Figura 3.2).

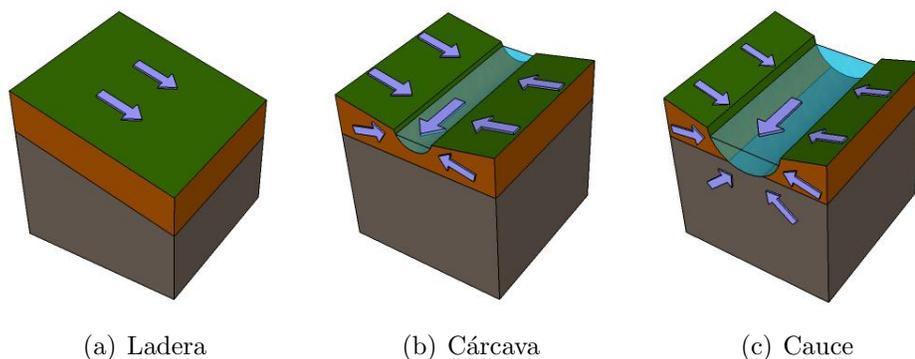


Figura 3.2.: Clasificación de celdas en el modelo.
Tomado de Velásquez (2011)

Las celdas tipo ladera se encuentran en la parte alta de la cuenca y cerca de los límites de la misma. El umbral de área acumulada que define este tipo de celda es tal que la escorrentía superficial se presenta en pequeños surcos y no presenta interacción con el subsuelo.

A medida que aumenta el área acumulada, el flujo aumenta su poder erosivo, con lo cual se forman cárcavas como la unión de pequeños surcos. En estas celdas se presentan incisiones en el terreno que se comportan como un cauce transitorio, permitiendo el afloramiento del flujo subsuperficial.

Las celdas tipo cauce se presentan en la zona baja de la cuenca, donde la unión de diferentes cárcavas forma un canal permanente. En estas celdas, el flujo acumulado es suficiente para que se presente interacción del acuífero con la superficie.

3.2. Procesos hidrológicos

En el modelo *SHIA* los procesos hidrológicos en la cuenca se representan por un sistema de cinco tanques en cada celda, conectados entre sí y con los de las otras celdas. Para cada intervalo temporal de simulación y en cada celda se efectúa un balance hidrológico que estima las diferentes componentes de la escorrentía. El flujo tanto en superficie como en el subsuelo se transfiere hacia las celdas aguas abajo de acuerdo con las direcciones de drenaje.

En la Figura 3.3 se muestra el esquema conceptual del modelo *SHIA* para la representación de los procesos hidrológicos. Las conexiones verticales entre tanques describen los procesos de producción de escorrentía. Las conexiones horizontales describen la transferencia del flujo.

Cada tanque tiene un significado en la representación del ciclo hidrológico. El tanque 1 representa el almacenamiento capilar y las salidas de agua por evapotranspiración. En el tanque 2 se representa el agua que llega a la superficie del terreno y que puede discurrir como flujo superficial. En el tanque 3 se representa el agua que se infiltra en el suelo y que puede viajar como flujo subsuperficial. En el tanque 4 se almacena el agua que percola hasta el acuífero y que puede salir como flujo base. El tanque 5 se representa el almacenamiento de agua en los canales.

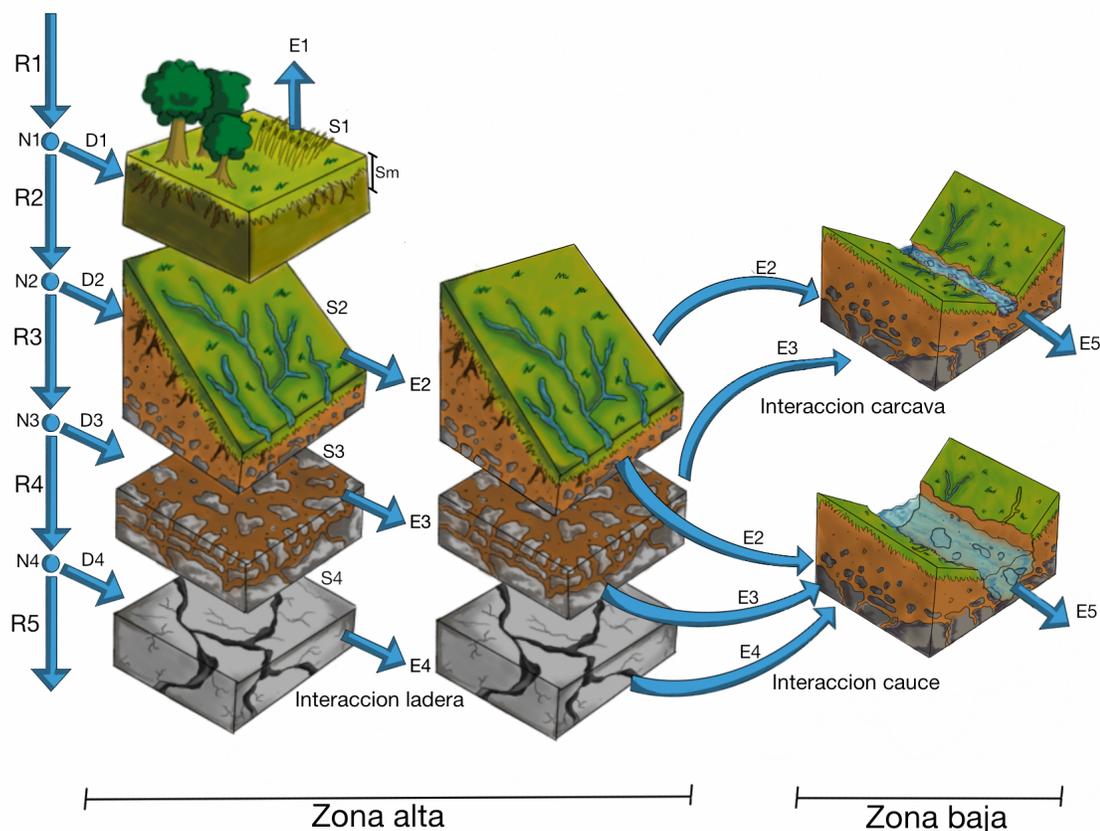


Figura 3.3.: Esquema conceptual de los procesos hidrológicos en el modelo.
Adaptado de Vélez (2001) por Velásquez (2011)

La transferencia de las componentes de la escorrentía desde los tanques 2, 3 y 4 depende del tipo de celda. En las celdas tipo ladera no existen canales por lo que no cuentan con el tanque 5 y el flujo en todos los niveles se transfiere de una celda a otra aguas abajo, entre tanques correspondientes. En las celdas tipo cárcava, los tanques 2 y 3 aportan directamente al tanque 5 de la misma celda, mientras que el tanque 4 aporta al tanque correspondiente de la celda aguas abajo. En las celdas que presentan cauce, los tanques 2, 3 y 4 aportan directamente al tanque 5 de la misma celda, y este a su vez aporta al tanque correspondiente de la celda aguas abajo.

3.2.1. Almacenamiento capilar (Tanque 1)

En este tanque se representa la interceptación de lluvia por la vegetación, la detención de agua en depresiones del terreno y el agua que se retiene en el nivel superior del suelo por fuerzas capilares y que es utilizada por las plantas para sus procesos fisiológicos. El agua que ingresa en este tanque solo puede salir de la cuenca por evapotranspiración.

La cantidad de agua D_1 , que ingresa al tanque 1 se estima de acuerdo con la Ecuación 3.1.

$$D_1 = \text{Min} \left\{ R_1 \left[1 - \frac{S_1^*}{S_{1max}} \right]^2 ; S_{1max} - S_1^* \right\} \quad (3.1)$$

donde R_1 , es la lluvia que cae sobre cada celda, estimada mediante un método de interpolación espacial. S_1^* , es el contenido de agua en el tanque al final del intervalo anterior. S_{1max} , corresponde a la capacidad máxima del tanque y equivale a la suma de la capacidad de almacenamiento capilar del suelo, el almacenamiento de agua en depresiones y la capacidad de almacenamiento de la cobertura vegetal.

El excedente de precipitación R_2 , que continua hacia el tanque 2, se calcula de acuerdo a la Ecuación 3.2.

$$R_2 = R_1 - D_1 \quad (3.2)$$

El volumen de agua en el tanque 1 se actualiza para cada paso de tiempo, según la Ecuación 3.3.

$$S_1 = \text{Min} \{ S_1^* + R_1 - R_2 ; S_{1max} \} \quad (3.3)$$

En el modelo se estima la evapotranspiración real E_1 , en función del agua disponible S_1 , y la evapotranspiración potencial ETP , según la Ecuación 3.4.

$$E_1 = \text{Min} \left\{ ETP \left[\frac{S_1}{S_{1max}} \right]^{0,6} ; S_1 \right\} \quad (3.4)$$

3.2.2. Almacenamiento superficial (Tanque 2)

En este tanque se representa el agua que llega a la superficie del terreno y que drena como escorrentía superficial sobre la ladera. El flujo superficial directo es la componente más rápida de la escorrentía contribuyendo directamente en los caudales pico.

La cantidad de agua que ingresa al tanque de almacenamiento superficial D_2 , es la diferencia entre el excedente de precipitación R_2 , y la cantidad de agua que ingresa en el suelo por infiltración R_3 , (Ecuación 3.5).

$$D_2 = R_2 - R_3 \quad (3.5)$$

R_3 es función de la conductividad hidráulica del suelo K_s , y el excedente de precipitación R_2 , como se muestra en la Ecuación 3.6.

$$R_3 = \text{Min} \{R_2 ; K_s\} \quad (3.6)$$

Una vez se conoce el volumen que ingresa al tanque 2, se actualiza el almacenamiento S_2 , utilizando la Ecuación 3.7.

$$S_2 = S_2^* + D_2 \quad (3.7)$$

donde S_2^* , es el volumen de agua en el intervalo anterior.

Para determinar el flujo que sale del tanque E_2 , se pueden utilizar diferentes metodologías. El primer método es el embalse lineal, donde se considera que la velocidad del flujo es constante y no depende del volumen almacenado. En los métodos no lineales se considera que la velocidad es función del volumen almacenado, y esta puede ser estimada según diferentes propuestas de la literatura.

Para el método del embalse lineal se usa la Ecuación 3.8.

$$E_2 = \left[\frac{\nu_2 dt}{\nu_2 dt + dx} \right] S_2 \quad (3.8)$$

donde dt , es la magnitud del intervalo de tiempo y dx , es el tamaño de la celda. ν_2 , es la velocidad en la ladera y se calcula según la Ecuación 3.9.

$$\nu_2 = 1,4S_0^{1/2} \quad (3.9)$$

donde S_0 , es la pendiente del terreno que se supone equivalente a la pendiente de la línea de energía S_f .

Para el método no lineal se emplea la onda cinemática en conjunto con la ecuación de Manning. De esta manera, la velocidad del flujo ν_2 , se estima según la Ecuación 3.10.

$$\nu_2 = \frac{\zeta A^{(2/3)e_1} S_0^{1/2}}{n} \quad (3.10)$$

donde n es el coeficiente de rugosidad de Manning. ζ y e_1 representan factores que dependen del tipo de superficie, la cantidad de surcos y la pendiente. Para flujo sobre terreno natural, Parsons et al. (1994) sugieren valores de 0,038 y 0,315 respectivamente.

El área transversal A , se estima en función de la velocidad ν_2 , de acuerdo con la Ecuación 3.11.

$$A = \frac{S_2}{dx + \nu_2 dt} \quad (3.11)$$

A continuación, se asume un valor inicial para la velocidad $\nu_{inicial}$, se calcula el área A con la ecuación 3.11 y se obtiene la velocidad $\nu_{calculada}$, con la Ecuación 3.10. El proceso se repite tres veces para cada intervalo de tiempo, buscando la convergencia del valor de la velocidad (ν_{media}), de acuerdo con la Ecuación 3.12.

$$\nu_{media} = \frac{2\nu_{calculada} + \nu_{inicial}}{3} \quad (3.12)$$

Finalmente, el flujo de salida del tanque se estima de acuerdo a la Ecuación 3.13.

$$E_2 = A\nu_2 dt \quad (3.13)$$

El volumen de agua en el tanque superficial se actualiza considerando el flujo de salida durante el intervalo de tiempo (Ecuación 3.14).

$$S_2 = S_2 - E_2 \quad (3.14)$$

3.2.3. Almacenamiento gravitatorio (Tanque 3)

Representa el almacenamiento de agua en la capa superior del suelo y que drena como flujo subsuperficial hacia la red de drenaje regulando los caudales de recesión tras una tormenta.

La cantidad de agua que ingresa al tanque de almacenamiento gravitatorio D_3 , es la diferencia entre el volumen de agua que se ha infiltrado a la primera capa del suelo R_3 y la cantidad de agua que percola al acuífero R_4 (Ecuación 3.15).

$$D_3 = R_3 - R_4 \quad (3.15)$$

R_4 es función de la conductividad hidráulica de la capa inferior del suelo K_p , y la cantidad de agua que se infiltra en la capa superior R_3 (Ecuación 3.16).

$$R_4 = \text{Min} \{R_3 ; K_p\} \quad (3.16)$$

Una vez se conoce el volumen que ingresa al tanque 3, se actualiza el almacenamiento S_3 , de acuerdo con la Ecuación 3.17.

$$S_3 = S_3^* + D_3 \quad (3.17)$$

Para determinar el flujo que sale del almacenamiento gravitatorio, E_3 , se emplea la ecuación de continuidad de acuerdo a la Ecuación 3.18.

$$E_3 = \left(\frac{\nu_3 dt}{\nu_3 dt + dx} \right) S_3 \quad (3.18)$$

Para estimar la velocidad ν_3 , se puede utilizar un modelo lineal con base en la *Ley de Darcy*, utilizando la Ecuación 3.19.

$$\nu_3 = i \cdot K_{sh} \quad (3.19)$$

donde i representa el gradiente hidráulico que se asume igual a la pendiente del terreno S_0 y K_{sh} es la conductividad hidráulica saturada de la capa superior del suelo, en dirección horizontal.

Finalmente, el volumen almacenado en el tanque 3 se actualiza, teniendo en cuenta el flujo de salida (Ecuación 3.20).

$$S_3 = S_3 - E_3 \quad (3.20)$$

3.2.4. Almacenamiento subterráneo (Tanque 4)

Representa el almacenamiento de agua en el acuífero y que drena como flujo base hacia la red de drenaje, regulando los caudales de estiaje.

La cantidad de agua que ingresa al tanque 4 D_4 , es la diferencia entre el volumen de agua que percola hasta el acuífero R_4 y las pérdidas subterráneas de la cuenca R_5 (Ecuación 3.21).

$$D_4 = R_4 - R_5 \quad (3.21)$$

La cantidad de pérdidas del sistema R_5 , depende del volumen de agua que percola en el acuífero R_4 y su conductividad hidráulica K_{pp} (Ecuación 3.22).

$$R_5 = \text{Min} \{R_{4,t} ; K_{pp}\} \quad (3.22)$$

Para determinar el flujo que sale del almacenamiento subterráneo, E_4 , se emplea la ecuación de continuidad de acuerdo a la Ecuación 3.23.

$$E_4 = \left(\frac{\nu_4 dt}{\nu_4 dt + dx} \right) S_4 \quad (3.23)$$

donde la velocidad de transferencia ν_4 , es calculada con la *Ley de Darcy* utilizando la Ecuación 3.24.

$$\nu_4 = i \cdot K_{ph} \quad (3.24)$$

donde i representa el gradiente hidráulico que se asume igual a la pendiente del terreno S_0 y K_{ph} es la conductividad hidráulica saturada de la capa inferior del suelo, en dirección horizontal.

3.2.5. Almacenamiento en el cauce (Tanque 5)

Como se explicó previamente, el tanque 5 sólo se encuentra en las celdas que poseen un canal, ya sea transitorio (cárcava) o permanente (cauce). En este elemento se realiza el tránsito de

la escorrentía que alcanza la red de drenaje por la descarga de sus distintos componentes (escorrentía directa, interflujo y flujo base) desde los tanques correspondientes.

Para resolver la traslación de escorrentía por la red de drenaje se emplea la *Onda Cinemática Geomorfológica (OCG)*. Esta metodología se basa en la onda cinemática y utiliza relaciones de geometría hidráulica para estimar la sección del canal y la rugosidad (Vélez, 2001).

Suponiendo un canal prismático con una sección constante a lo largo de cada celda de longitud dx y para cada intervalo de simulación dt , la ecuación de continuidad se puede expresar en términos de dos variables desconocidas, la velocidad del flujo en el cauce ν y el área transversal A (Ecuación 3.25).

$$A dx + \nu A dt = I_t + S_5^* \quad (3.25)$$

donde S_5 representa el volumen almacenado en el tramo del cauce, e I son los flujos de entrada de la misma celda (escorrentía directa, interflujo y/o flujo base) y de los canales aguas arriba.

La geometría hidráulica fue planteada inicialmente por (Leopold y Maddock, 1953). De acuerdo a este planteamiento las características hidráulicas del cauce, para cada celda se pueden estimar mediante relaciones geomorfológicas empíricas, cuyos parámetros presentan validez regional y pueden obtenerse a partir de información de campo o literatura.

Según (Leopold y Maddock, 1953), las dimensiones de la sección de flujo se relacionan con el caudal del cauce mediante ecuaciones de tipo potencial como sigue:

$$W = a \cdot Q^\alpha \quad (3.26)$$

$$h = b \cdot Q^\beta \quad (3.27)$$

$$\nu = c \cdot Q^\lambda \quad (3.28)$$

donde Q es el caudal en el cauce; W es el ancho, h es la profundidad y ν es la velocidad del flujo; a , b y c son coeficientes empíricos; y β , α , y λ son exponentes empíricos.

El caudal a banca llena Q_b , en cada punto de la red de drenaje se relaciona con el área de captación de su cuenca Λ , como se muestra en la Ecuación 3.29 (Leopold et al., 1964).

$$Q_b = \kappa \cdot \Lambda^\varphi \quad (3.29)$$

donde κ y φ son parámetros constantes en una región geomorfológica homogénea.

La rugosidad n , se puede expresar en términos del área acumulada Λ , la profundidad de flujo h y la pendiente del terreno S_0 , como se muestra en la Ecuación 3.30.

$$n = \Omega \Lambda^{\sigma_1} h^{\sigma_2} S_0^{\sigma_3} \quad (3.30)$$

donde el valor del coeficiente Ω y los exponentes σ_1 , σ_2 y σ_3 dependen de la zona de estudio y pueden ser regionalizados.

Utilizando la ecuación de Manning, la velocidad del flujo ν se puede expresar en términos del área A y el ancho de la sección W (Ecuación 3.31).

$$\nu = \frac{1}{n} \left(\frac{A}{W} \right)^{2/3} S_0^{1/2} \quad (3.31)$$

Reemplazando las relaciones de geometría hidráulica 3.26, 3.27 y 3.28, y la Ecuación de rugosidad 3.30, en la Ecuación 3.31, se obtiene la Ecuación 3.32, que expresa la velocidad ν , en función de la geometría del cauce y la geomorfología del terreno.

$$\nu = \frac{A^{\varpi_2} S_0^{\varpi_3} \Lambda^{\varpi_4}}{B^{\varpi_1}} \quad (3.32)$$

donde

$$\begin{aligned} B &= \Omega (c_1 \kappa^{\alpha_1 - \alpha_2})^{(2/3 - \sigma_2)} \\ \varpi_1 &= \frac{1}{1 + \alpha_2 (2/3 - \sigma_2)} \\ \varpi_2 &= (2/3 - \sigma_1)(1 - \sigma_2) \varpi_1 \\ \varpi_3 &= (1/2 - \sigma_3) \varpi_1 \\ \varpi_4 &= (\varphi (2/3 - \sigma_2)(\sigma_2 - \sigma_1) + \sigma_1) \varpi_1 \end{aligned}$$

A partir de la Ecuación de continuidad 3.25, el área de la sección A , se puede expresar en función de la velocidad ν y del volumen almacenado S_5 (Ecuación 3.33).

$$A = \frac{S_5}{dx + \nu dt} \quad (3.33)$$

A continuación, el área de la sección transversal, la velocidad media y el flujo de salida del tanque 5, se estiman de manera similar al tanque 2, utilizando las ecuaciones 3.11, 3.12 y 3.13.

3.3. Procesos sedimentológicos

Con base en los cálculos de producción y transferencia de escorrentía, el modelo simula los procesos sedimentológicos en cada una de las celdas que componen la cuenca. El esquema para la simulación de los procesos de producción y transporte de sedimentos es una adaptación del módulo sedimentológico del modelo *CASC2D-SED* (Johnson, 2000; Rojas, 2002), donde la transferencia de flujo tanto en la ladera como en los canales sigue el sentido de la pendiente.

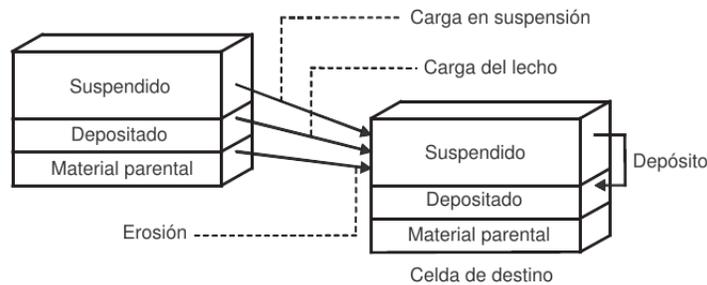
En la escala de cuenca y en el largo plazo, se considera que el suministro de sedimentos proviene de la ladera y que los canales se encuentran en equilibrio, cumpliendo principalmente la función de transporte. De esta forma, en las celdas que componen la ladera se dan procesos de producción, transporte y depósito de sedimentos, mientras que en los elementos de la red de drenaje únicamente se presenta transporte y depósito.

Las tasas de producción, transporte y depósito están controladas por la disponibilidad de sedimentos en la cuenca y la capacidad de transporte de la corriente (Julien, 1995) (Ver Figura 2.1). Normalmente el transporte de materiales finos está limitado por la disponibilidad de sedimentos ya que la corriente no requiere grandes cantidades de energía para moverlos. El transporte de materiales gruesos está limitado por la capacidad del flujo, ya que se requiere mayor energía de la corriente para trasladar estas partículas.

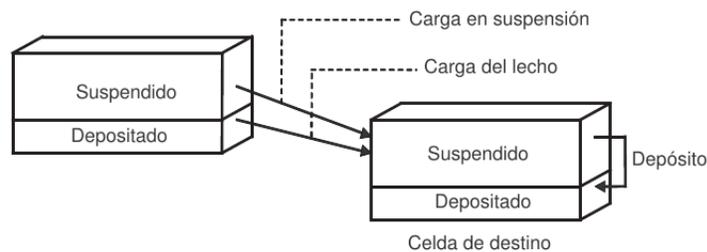
De acuerdo al tamaño y la velocidad de asentamiento, los sedimentos pueden ser transportados como caudal sólido en suspensión o como caudal sólido de fondo. Las partículas finas como limos y arcillas normalmente se mueven suspendidas en la corriente. El transporte de partículas gruesas como arenas y gravas se presenta a través del fondo. Los algoritmos de producción y transporte de sedimentos, tanto en laderas como en canales, representan estos procesos y permiten predecir el movimiento de diferentes tamaños de grano a través del flujo. En el modelo se distinguen tres clases de partículas, arenas, limos y arcillas como se muestra en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1.: Clasificación de los sedimentos en el modelo.

Clase	Diámetro medio (mm)	Velocidad de asentamiento (mm/s)
Arenas	0.35	36
Limos	0.016	0.22
Arcillas	0.001	0.00086



(a) Procesos en ladera



(b) Procesos en canales

Figura 3.4.: Esquema conceptual de los procesos sedimentológicos en el modelo.
Tomado de Montoya (2008)

En la Figura 3.4 se presenta el esquema conceptual de los procesos sedimentológicos en el modelo, tanto en ladera como en canales. En cada celda, se estima inicialmente el transporte de sedimentos en suspensión, con base en la capacidad de transporte del flujo y la cantidad de sedimentos suspendidos. Si la capacidad de transporte no se agota, esta se utiliza para transportar los sedimentos como caudal sólido de fondo. La capacidad de transporte remanente es utilizada para la erosión en ladera, según la disponibilidad de los diferentes tamaños de grano en el primer horizonte del suelo. Los sedimentos se transportan a la celda aguas abajo, donde parte del material se deposita de acuerdo a la velocidad y la profundidad del flujo, y la velocidad de sedimentación de cada tamaño de grano. Dado que

en los elementos de la red de drenaje (cárcavas y cauces) no se presentan procesos de erosión, la capacidad de transporte remanente no se utiliza.

3.3.1. Transporte de sedimentos en ladera

La capacidad de transporte sobre la ladera, se calcula con base en la Ecuación 2.3 (Julien, 1995). El volumen máximo de sedimentos Q_{sKR} (m^3), que puede ser transportado desde una celda de lado dx y para un intervalo de tiempo dt , se estima a partir de la Ecuación 3.34.

$$Q_{sKR} = \alpha \cdot S^{1,66} \cdot q^{2,035} \cdot K \cdot C \cdot P \cdot dx \cdot dt \quad (3.34)$$

donde S es la pendiente del terreno, q es el caudal líquido por unidad de area, K , C y P son los factores erosividad del suelo, coberturas y prácticas de manejo de la *USLE*, y α es un factor de calibración que depende de la cuenca de aplicación.

El volumen de sedimentos Q_{sSUS_i} (m^3) en suspensión, por fracción de tamaño i , que puede ser transportado por procesos advectivos en la ladera está definido por la Ecuación 3.35.

$$Q_{sSUS_i} = SusVol_i \frac{\nu dt}{dx} \quad (3.35)$$

donde $SusVol_i$ (m^3) es el volumen de sedimentos en suspensión que se encuentra en la ladera para la fracción de tamaño i y ν (m/s) es la velocidad media del flujo.

El volumen de sedimentos en suspensión Q_{sSUS_i} (m^3), que puede ser transportado para cada fracción de tamaño, se estima en función de la capacidad máxima (Ecuación 3.36).

$$Q_{sSUS_i} = \begin{cases} Max \left(Q_{sSUS_i} ; Q_{sKR} \frac{SusVol_i}{\sum_{i=1}^3 SusVol_i} \right) & si \quad Q_{sKR} < \sum_{i=1}^3 SusVol_i \\ SusVol_i & si \quad Q_{sKR} \geq \sum_{i=1}^3 SusVol_i \end{cases} \quad (3.36)$$

El exceso de capacidad de transporte $ExcCapML$, que se emplea para transportar sedimentos de fondo se calcula según la Ecuación 3.37.

$$ExcCapML = Max \left(0 ; Q_{sKR} - \sum_{i=1}^3 Q_{sSUS_i} \right) \quad (3.37)$$

El caudal sólido de fondo Q_{sML_i} (m^3), que puede ser transportado para cada fracción de tamaño, se calcula según la Ecuación 3.38.

$$Q_{sML_i} = \begin{cases} ExcCapML \left(\frac{MLVol_i}{\sum_{i=1}^3 MLVol_i} \right) & si \quad ExcCapML < \sum_{i=1}^3 MLVol_i \\ MLVol_i & si \quad ExcCapML \geq \sum_{i=1}^3 MLVol_i \end{cases} \quad (3.38)$$

donde $MLVol_i$ es el volumen de material de lecho para la fracción i .

El volumen de sedimentos Q_{sEROS_i} (m^3), que puede ser erodado para cada tamaño de grano i , se estima en función de la capacidad de transporte remanente (Ecuación 3.39).

$$Q_{sEROS_i} = P_i \left(ExcCapML - \sum_{i=1}^3 Q_{sML_i} \right) \quad (3.39)$$

donde P_i es el contenido de cada fracción de tamaño i , expresado en porcentaje.

Finalmente, el caudal sólido total Q_{s_i} (m^3), para cada fracción de tamaño i , se calcula según la Ecuación 3.40.

$$Q_{s_i} = Q_{sSUS_i} + Q_{sML_i} + Q_{sEROS_i} \quad (3.40)$$

3.3.2. Transporte de sedimentos en canales

El material que se produce en la ladera se transporta hasta la salida de la cuenca a través de las cárcavas y cauces que conforman la red de drenaje. En los canales no se presenta erosión, de manera que no se utiliza la capacidad de transporte remanente luego de transportar los sedimentos en suspensión y la carga de fondo.

Para calcular la capacidad de transporte en canales se utiliza la ecuación de Engelund y Hansen (1967). Esta aproximación se basa en la potencia de la corriente considerando la velocidad del flujo y la geometría del canal; además tienen en cuenta el tamaño de los sedimentos por lo que puede usarse para estimar la capacidad de transporte de las fracciones de arenas, limos y arcillas. En la Ecuación 3.41 se presenta el modelo de Engelund y Hansen (1967) para estimar la concentración de sedimentos por peso C_w .

$$C_w = 0,05 \left(\frac{G_s}{G_s - 1} \right) \frac{\nu S_f}{[(G_s - 1)gd_s]^{1/2}} \left[\frac{R_h S_f}{(G_s - 1)s_s} \right]^{0,5} \quad (3.41)$$

donde G_s es la gravedad específica de los sedimentos, ν la velocidad promedio del flujo, S_f es la pendiente de la línea de energía que se supone igual a la pendiente del cauce S_0 , g es la aceleración de la gravedad, d_s es el tamaño del sedimento, y R_h es el radio hidráulico.

El volumen de sedimentos total Q_{sEH_i} (m^3), que puede ser transportado para cada fracción de tamaño i , durante el intervalo de tiempo dt , se calcula de acuerdo a la Ecuación 3.42.

$$Q_{sEH_i} = \frac{Q \cdot C_{wi} \cdot dt}{2,65} \quad (3.42)$$

donde Q (m^3/s) es el caudal que pasa por el canal y C_{wi} es la concentración por peso de sedimentos para cada fracción de tamaño i .

El volumen Q_{sSUS_i} de sedimentos en suspensión que puede ser transportado en el canal por procesos advectivos se estima según la Ecuación 3.43.

$$Q_{sSUS_i} = SusVol_i \frac{\nu dt}{dx} \quad (3.43)$$

donde $SusVol_i$ es el volumen de sedimentos en suspensión que se encuentra en el canal, ν es la velocidad del flujo.

La capacidad de transporte en exceso que se emplea para transportar el caudal sólido de fondo, se calcula de acuerdo a la Ecuación 3.44.

$$ExcCapML_i = Max(0 ; Q_{sEH_i} - Q_{sSUS_i}) \quad (3.44)$$

Finalmente, el volumen de sedimento transportado como caudal sólido de fondo, para cada fracción de tamaño, se estima según la Ecuación 3.45.

$$Q_{sML_i} = \text{Min} \left(\text{ExcCapML}_i ; MLVol_i \frac{\nu dt}{dx} \right) \quad (3.45)$$

donde $MLVol_i$ es el volumen de sedimentos que se encuentran en el canal como material de fondo para cada fracción de tamaño i .

3.3.3. Depósito de sedimentos

En el modelo, se estima el depósito de material, tanto en ladera como en canal con base en el concepto de reposo de sedimentos Julien (1995). De acuerdo con este concepto, las distintas fracciones de tamaño se depositan proporcionalmente según la velocidad de asentamiento que depende del tamaño de las partículas. En la Tabla 3.1 se presentan las velocidades de sedimentación para las diferentes tamaños de grano en agua clara.

Los sedimentos que son transportados en suspensión, se mantienen en reposo y su depositación depende del tamaño de sedimento y las condiciones del flujo. La eficiencia de atrapamiento T_{ei} , se define como el porcentaje de sedimentos en suspensión que pueden depositarse para cada fracción de tamaño i , T_{ei} depende de la velocidad de asentamiento w_{si} y la profundidad de la lámina de agua h según la Ecuación 3.46.

$$T_{ei} = \begin{cases} w_{si} \frac{dt}{h} & \text{si } h > w_{si} dt \\ 1 & \text{si } h \leq w_{si} dt \end{cases} \quad (3.46)$$

El volumen de sedimentos depositado DEP_i , para cada tamaño i , durante el intervalo de tiempo dt , depende de la eficiencia de atrapamiento T_{ei} y el volumen de sedimento en suspensión $VolSUS_i$, según la Ecuación 3.47.

$$DEP_i = T_{ei} VolSUS_i \quad (3.47)$$

3.4. Parámetros y calibración del modelo

Los parámetros de un modelo describen las características del sistema que se representa. En el caso del modelo *SHIA*, los parámetros representan las propiedades físicas de la cuenca que intervienen en los procesos de producción y transporte de sedimentos. Por tratarse de un modelo distribuido, los parámetros deben incluir la variabilidad espacial de las características del medio.

El modelo se basa en una estructura de parametrización dividida en dos niveles. El primer nivel está compuesto por los mapas de parámetros, incluyendo parámetros del terreno, parámetros hidrológicos y parámetros sedimentológicos. El segundo nivel se compone por los factores correctores que se aplican sobre los mapas para la calibración del modelo. Los factores correctores dan cuenta de los efectos de escala y de los errores en la estimación de los mapas de parámetros y la distribución de la lluvia.

Los parámetros del terreno representan las características topográficas de la cuenca, definen la dirección y la velocidad del flujo, y permiten clasificar las celdas que hacen parte de la ladera y la red de drenaje. Los mapas de parámetros del terreno se listan a continuación:

- **Modelo digital de elevación (*DEM*):** Representa el valor de elevación en cada celda. Es el mapa base para definir la cuenca y la red de drenaje.
- **Direcciones de drenaje:** Define la dirección preferente del flujo en cada celda. Se estima mediante procesamiento del *DEM*.
- **Área acumulada:** Define la cantidad de celdas que drenan a cada elemento de acuerdo con la dirección del flujo.

Los parámetros hidrológicos representan las propiedades del suelo y las coberturas que intervienen en los procesos de producción y transferencia de escorrentía. Estos mapas se listan a continuación:

- **Coefficiente de Manning (n):** Coeficiente de rugosidad de Manning en la superficie.
- **Capacidad de almacenamiento capilar (S_{m1}):** Capacidad máxima de almacenamiento capilar del suelo.
- **Conductividad hidráulica del suelo (K_s):** Conductividad hidráulica saturada de la capa superior del suelo.
- **Capacidad de almacenamiento gravitatorio (S_{m3}):** Capacidad máxima de almacenamiento gravitatorio en el suelo.
- **Conductividad hidráulica del sub-suelo (K_p):** Conductividad hidráulica saturada de la capa inferior del suelo.

Los parámetros sedimentológicos definen la disponibilidad de sedimentos en la cuenca e intervienen en la capacidad de transporte del flujo representando algunas características de la cuenca que participan en la erosión y el transporte de sedimentos. Estos mapas se enumeran a continuación:

- **Contenido de arenas:** Porcentaje de arenas del suelo.
- **Contenido de limos:** Porcentaje de limos del suelo.
- **Contenido de arcillas:** Porcentaje de arcillas en el suelo.
- **Factor K:** Factor de erosividad del suelo de la *USLE*.
- **Factor C:** Factor de coberturas de la *USLE*.
- **Factor P:** Factor de prácticas de la *USLE*.

Tras la estimación de los mapas de parámetros, se realiza la calibración del modelo al aplicar los factores correctores. El objetivo de la calibración consiste en mejorar el ajuste de las simulaciones frente a los datos de caudal sólido y líquido de la cuenca. Para calibrar el modelo se cuenta con 12 factores correctores, los primeros 10 intervienen en los procesos hidrológicos, y los otros 2 están relacionados con los procesos sedimentológicos. En la Tabla 3.2 se presentan los factores de corrección empleados para la calibración del modelo. Debido a la carencia de información en la práctica y la alta correlación entre parámetros, las velocidades del flujo sub-superficial y del flujo subterráneo se basan en la conductividad hidráulica del suelo K_s , y la conductividad del sub-suelo K_p , en dirección vertical.

Tabla 3.2.: Factores de corrección para la calibración del modelo

Procesos	Funciones correctoras
Capacidad de almacenamiento capilar	$S_{m1}^* = R_1 S_{m1}$
Evapotranspiración	$E_1^* = R_2 E_1$
Infiltración	$K_s^* = R_3 K_s$
Velocidad en laderas	$\nu_1^* = R_4 \nu_1$
Percolación	$K_p^* = R_6 K_p$
Velocidad del flujo sub-superficial	$K_{ss}^* = R_7 K_s$
Perdidas subterráneas	$K_{pp}^* = R_8 K_p$
Velocidad del flujo base	$K_b^* = R_9 K_p$
Velocidad en canales	$\nu_2^* = R_{10} \nu_2$
Capacidad de transporte en ladera	$Q_{sKR}^* = R_{11} Q_{sKR}$
Capacidad de transporte en canales	$Q_{sEH}^* = R_{12} Q_{sEH}$

3.5. Resultados del modelo

Los resultados del modelo se agrupan en dos categorías: las series de tiempo que describen la dinámica temporal de los procesos y los mapas que describen su dinámica espacial. Debido al carácter distribuido del modelo, las series de resultados se pueden obtener para cualquier punto de la cuenca. Además es posible observar la variabilidad espacio-temporal de todas las variables de estado en cualquier momento.

Para los puntos de control (estaciones de aforo y sitios de interés), el modelo entrega las series de caudal simulado y producción de sedimentos para cada fracción de tamaño. Adicionalmente, se obtienen mapas de erosión y sedimentación que permiten identificar las zonas de producción y depósito de sedimentos en la cuenca.