

2. Marco conceptual

2.1. Procesos sedimentológicos

La erosión hídrica es un fenómeno de transporte de material sobre la superficie terrestre que comprende tres procesos: la erosión, el transporte y el depósito de sedimentos. La erosión se refiere al desprendimiento de los sedimentos por la acción de la escorrentía superficial agua, el transporte comprende el tránsito de los sedimentos a través del flujo y el depósito corresponde a la decantación de los sedimentos sobre la ladera y los cuerpos de agua (Nearing et al., 1989). La carga de material sólido que llega hasta la salida de una cuenca hidrográfica, durante un periodo determinado, por medio de los procesos sedimentológicos se denomina tasa de producción o rendimiento de sedimentos (Jain y Kothyari, 2000).

De acuerdo con Julien (1995), un acercamiento representativo de la realidad física considera que los procesos de erosión, transporte y depósito de sedimentos son función del material disponible y la capacidad de arrastre del flujo (Figura 2.1). Según esta aproximación los procesos erosivos dependen de dos grupos de variables: las que dominan la energía del flujo y las que reflejan las propiedades de los sedimentos. En el primer grupo se pueden mencionar variables tales como la precipitación, la pendiente y la rugosidad; en el segundo grupo se encuentran factores como la textura del suelo y la cohesión de los agregados.

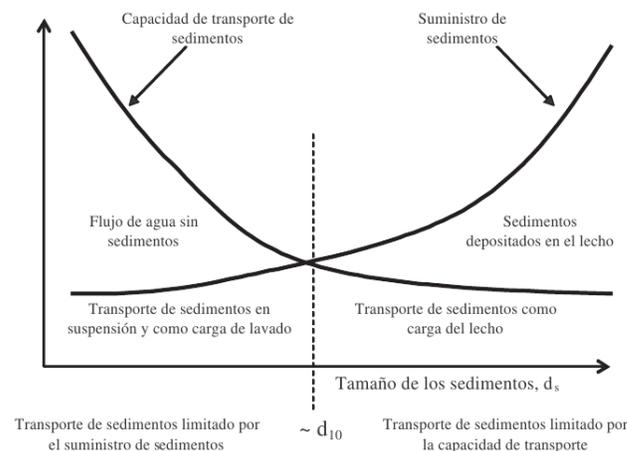


Figura 2.1.: Capacidad de transporte vs. suministro de sedimentos.
Adaptado de Julien (1995) por Montoya (2008)

En la cuenca pueden distinguirse tres elementos: la ladera, las cárcavas (canales efímeros) y los cauces (canales permanentes). En estos elementos ocurren los tres procesos sedimentológicos; sin embargo su predominancia se presenta de manera diferencial. En la escala de cuenca y en el largo plazo, se considera que los procesos de erosión dominan en la ladera; mientras que la función principal de los canales es el transporte (Montoya, 2008). La depositación se presenta en las zonas llanas y cóncavas, tanto en la ladera como en los canales.

2.1.1. Procesos sedimentológicos en ladera

En la ladera dominan los procesos de erosión, la partículas de suelo que se desprenden por la acción del agua constituyen el suministro principal de sedimentos en cuencas de montaña. La erosión en la ladera se debe a la concentración del flujo en surcos y al impacto de las gotas de lluvia y a la escorrentía superficial laminar en las áreas entre surcos (Knisel, 1980).

Determinar la geometría y distribución de los surcos es una tarea difícil y poco relevante para la escala de cuenca. Adicionalmente, cuando se presenta flujo laminar en la ladera el efecto del impacto de las gotas de lluvia es atenuado por la magnitud de las fuerzas viscosas de la escorrentía (Julien y Simons, 1985). Por estas razones, la mayoría de los modelos a escala de cuenca no consideran el impacto de las gotas de lluvia y tratan los procesos en surcos y en áreas entre surcos de manera conjunta.

Para calcular la producción de sedimentos en la ladera existen diversas aproximaciones, unas totalmente empíricas y otras con base física. La Ecuación Universal de Perdidas de Suelos (*USLE*) (Wischmeier y Smith, 1978) y sus derivados han sido las aproximaciones empíricas más empleadas; sin embargo estos modelos presentan muchos inconvenientes tales como la limitación en el rango de aplicación, la carencia de significado físico y la necesidad de usar un factor de entrega (*SDR*) dependiente del área de agregación.

Por otro lado, se han desarrollado aproximaciones con sentido físico que definen la capacidad de transporte del flujo en la ladera q_s (m^2/s) como una función potencial del caudal y la pendiente del terreno (Ecuación 2.1).

$$q_s = \alpha \cdot S^\beta \cdot q^\gamma \quad (2.1)$$

Donde S es la pendiente del terreno (m/m), q es el caudal líquido unitario (m^2/s), α es un coeficiente empírico, y β y γ son exponentes empíricos.

En ensayos de laboratorio Kilinc y Richardson (1973) calibraron la Ecuación 2.1 para suelos arenosos y obtuvieron la Ecuación 2.2.

$$q_s = 25500 \cdot S^{1,66} \cdot q^{2,035} \quad (2.2)$$

Más adelante Julien (1995) modifica la ecuación de Kilinc y Richardson (1973) para tener en cuenta las características y el uso del suelo (Ecuación 2.3).

$$q_s = 23210 \cdot S^{1,66} \cdot q^{2,035} \cdot \frac{K}{0,15} \cdot C \cdot P \quad (2.3)$$

Donde K , C y P son los factores de erodabilidad del suelo, cobertura y prácticas de manejo de la *USLE*.

2.1.2. Procesos sedimentológicos en canales

La formación de los canales se produce como resultado de la erosión concentrada sobre la ladera. Estos elementos aparecen en las zonas donde el flujo acumulado presenta potencia suficiente para incisar el terreno; su ubicación por tanto puede ser predicha a partir de relaciones topográficas basadas en la pendiente y el área acumulada (Vélez, 2001).

Se pueden diferenciar dos tipos de canales: las cárcavas o canales efímeros y los cauces o canales permanentes. Las cárcavas son canales que transportan agua únicamente durante los eventos de tormenta, en estos elementos existe interacción entre el flujo superficial y subsuperficial. Los cauces corresponden a las corrientes de agua permanentes y en estos existe interacción entre el flujo superficial, subsuperficial y subterráneo.

Aunque una fuente importante de sedimentos corresponde al desprendimiento de las bancas de los cauces, este fenómeno depende de condiciones locales y en la mayoría de los modelos de erosión a escala de cuenca se representa como parte de los procesos en ladera. Bajo estas consideraciones, los procesos predominantes en los canales son el transporte y el depósito de sedimentos (Montoya, 2008).

El caudal sólido transportado a lo largo un canal se puede clasificar de acuerdo a tres criterios (Julien, 1995): el tipo de movimiento, el método de medida y la fuente de sedimentos. Estos conceptos se ilustran en la Figura 2.2.

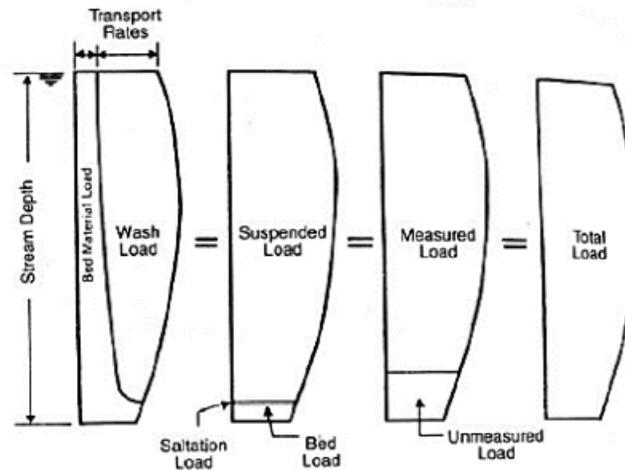


Figura 2.2.: Formas de transporte del sedimento en canales.
Tomado de Julien (1995)

De acuerdo con el tipo de movimiento el caudal sólido total está compuesto por los sedimentos transportados como caudal sólido de fondo y los transportados como caudal sólido en suspensión. Las partículas finas como limos y arcillas generalmente viajan suspendidas por la turbulencia de la corriente; mientras que las partículas gruesas como arenas y gravas se transportan en el fondo del lecho por saltación y arrastre (Julien, 1995).

Según el método de medida el caudal total de sedimentos es la suma del caudal sólido medido en el cauce más el caudal no medido. Esta diferencia se justifica pues los instrumentos de medición de sedimentos en la corriente no alcanzan a medir la totalidad de la carga transportada, especialmente la que viaja muy cerca al lecho.

Según la fuente de sedimentos el caudal sólido total es igual al material de carga de lavado limitado por el suministro de sedimentos finos ($d_s < d_{10}$), más el caudal sólido de material del lecho limitado por la capacidad de transporte del flujo.

Si se usa el último criterio de clasificación para estimar el caudal sólido total transportado por una corriente se requiere determinar el suministro de sedimentos que recibe el canal y la capacidad de transporte del mismo. Existen diferentes aproximaciones para el cálculo de estos factores tanto empíricas como físicas. Para estimar el suministro de sedimentos desde la ladera se pueden utilizar expresiones como las mencionadas previamente (Ver sección 2.1.1); mientras que para el cálculo de la capacidad de transporte del cauce se han desarrollado diversas aproximaciones desde la hidráulica fluvial.

Capacidad de transporte en canales

Se han desarrollado diversos modelos para el cálculo de la capacidad de transporte en canales; algunos de ellos se basan en relaciones empíricas, otros en procesos advectivos-difusivos y por ultimo existen acercamientos a partir de la potencia de la corriente. Las aproximaciones basadas en la potencia del flujo son las más utilizadas. Estos modelos relacionan la capacidad de transporte del cauce con características hidráulicas y de los sedimentos como el tamaño de las partículas, la geometría del canal y la velocidad del flujo (Montoya, 2008).

Aguirre et al. (2006) compararon diferentes ecuaciones para el transporte de sedimentos concluyendo que el modelo propuesto por Engelund y Hansen (1967) (Julien, 1995) es el que presenta mejor desempeño en diversas situaciones. Esta aproximación estima la capacidad de transporte total con base en el concepto de potencia de la corriente propuesto por Bagnold (1966).

El modelo de Engelund y Hansen (1967) estima la concentración de sedimentos por peso C_w de acuerdo a la Ecuación 3.41.

$$C_w = 0,05 \left(\frac{G_s}{G_s - 1} \right) \frac{V S_f}{[(G_s - 1)g d_s]^{1/2}} \left[\frac{R_h S_f}{(G_s - 1) s_s} \right]^{0,5} \quad (2.4)$$

Donde G_s es la gravedad específica de los sedimentos, V la velocidad promedio del flujo, S_f es la pendiente de la línea de energía (que se supone igual a la pendiente longitudinal del cauce), g es la aceleración de la gravedad, d_s es el tamaño de las partículas, y R_h es el radio hidráulico.

Depósito de sedimentos en canales

La cantidad de sedimentos que se depositan en un canal, en una distancia determinada es función de la velocidad de sedimentación de las partículas, la profundidad y la velocidad del flujo (Julien, 1995).

De acuerdo con Engelund y Hansen (1967) la velocidad de sedimentación de una mezcla de sedimentos y agua, se puede expresar como función del diámetro de la partícula de acuerdo con la Ecuación 2.5.

$$w_s = \frac{8\nu_m}{d_s} \left(\left[1 + 0,0139 d_s^3 \frac{(G_s - 1)g}{\nu_m^2} \right]^{0,5} - 1 \right) \quad (2.5)$$

donde ν_m es la viscosidad cinemática de la mezcla, d_s es el diámetro de la partícula, d_s es el diámetro de la partícula, G_s es su gravedad específica y g es la aceleración de la gravedad.

2.2. Modelos sedimentológicos

Los procesos de erosión hídrica resultan de la operación de leyes físicas; sin embargo existen diversas formas de conceptualizar el paisaje y las relaciones que intervienen en él, por lo que es posible encontrar una gran variedad de modelos de erosión en la literatura.

Existen diversas maneras de clasificar los modelos de erosión. Uno de principales criterios de clasificación se basa en la forma en que el modelo representa las relaciones implícitas en los procesos, bajo este criterio se encuentran los modelos empíricos y los modelos basados en procesos.

2.2.1. Modelos empíricos

La Ecuación Universal de Pérdidas de Suelos (*USLE*) (Wischmeier y Smith, 1978) es el modelo de erosión empírico más aceptado y ampliamente utilizado en todo el mundo. Este modelo fue desarrollado con base en el análisis de una gran cantidad de parcelas experimentales en más de 40 localidades de los Estados Unidos. La *USLE* relaciona la pérdida de suelo con la topografía, las características de la lluvia, y las propiedades del suelo y la vegetación (Ecuación 2.6).

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad (2.6)$$

Donde A es la tasa media de pérdida de suelo (ton/ha-año), R es el factor de erosividad de la lluvia (J/ha-año), K es el factor de erodabilidad del suelo (t/J), L y S son los factores de longitud y grado de la pendiente, C es el factor de coberturas y P el factor de prácticas de manejo.

En 1989 se revisaron y actualizaron los factores de la *USLE*, estas investigaciones dieron origen a la Ecuación Universal de Pérdida de Suelos Revisada (*RUSLE*) (Renard et al., 1989). Los modelos *USLE* y *RUSLE* están diseñados para predecir la erosión media anual; como

un intento para utilizar la estructura de la *USLE* en la simulación de la erosión en eventos se propuso la Ecuación Universal de Perdida de Suelos Modificada (*MUSLE*) (Williams, 1975).

El modelo *USLE* y sus derivados (*RUSLE* y *MUSLE*) no tienen en cuenta los procesos de transporte y depósito de sedimentos sobre la ladera, limitando su aplicación a escala de cuenca. Adicionalmente, estos modelos están basados en relaciones empíricas derivadas de datos experimentales, por lo que su implementación en condiciones diferentes a las que fueron desarrollados es restringida Montoya (2008) y Wang et al. (2012)

Con el desarrollo de los Sistemas de Información Geográfica (*GIS*) se han propuesto diversos modelos hidrológicos acoplados a un módulo de sedimentos basado en la *USLE*; estas aproximaciones pretenden incluir la variación espacial de los procesos, como considerar el transporte y depósito de sedimentos en la cuenca. Entre estas aproximaciones se encuentran los modelos *SWAT* (Neitsch et al., 2002), *WATEM/SEDEM* (Van Oost y Govers, 2000) y *EPIC* (Williams et al., 1984), desarrollados para predecir las dinámicas erosivas bajo diferentes escenarios. Los modelos *SWAT* y *EPIC* permiten la simulación de los procesos erosivos a resolución diaria; por su parte el modelo *WATEM/SEDEM* está diseñado para intervalos de simulación de un año.

2.2.2. Modelos basados en procesos

Los modelos basados en procesos se sustentan en principios físicos y utilizan ecuaciones matemáticas para describir los procesos del ciclo de sedimentos. Una de sus características más importantes es la integración espacial de áreas en las cuales los procesos se diferencian. La mayoría de estos modelos dividen el paisaje en áreas de producción y acumulación de sedimentos (Hagen y Foster, 1990).

Existe una gran variedad de modelos sedimentológicos basados en procesos de acuerdo a su escala de aplicación; de esta manera se encuentran modelos a escala de parcela, ladera y cuenca. Los modelos *RILLGROW* (Favis-Mortlock et al., 2000), *MMF* (Morgan, 2001), *CREAMS* (Knisel, 1980) y *GLEAMS* (Leonard et al., 1987) son ejemplos de modelos de erosión a escala de parcela. El modelo *RILLGROW* simula los procesos de erosión en parcelas de unos cuantos metros cuadrados a partir de un *DEM* con celdas menores a 0,01 m y utiliza un intervalo temporal del orden de los microsegundos. El modelo *MMF* es agregado en el espacio y usa un intervalo temporal anual; simula la erosión debido a la caída de las gotas de lluvia con base en la energía cinética y estima la erosión debida al flujo superficial como función del caudal y la pendiente. Los modelos *CREAMS* y *GLEAMS* predicen la escorrentía, la erosión y el transporte de contaminantes, tanto en eventos individuales como en intervalos de simulación continua. El modelo *GLEAMS* está basado en el *CREAMS* pero

añade componentes para simular prácticas de manejo de cultivos.

Los modelos *EROSION-2D* y su versión tridimensional, *EROSION-3D* (Schmidt y Mauersberger, 2004) trabajan específicamente en escala de ladera. El modelo *WEPP* (Nearing et al., 1989) es un modelo distribuido de base física y de simulación continua que ha sido ampliamente utilizado tanto en escala de ladera como a nivel de cuenca.

A escala de cuenca se destacan los modelos *LISEM* (de Roo et al., 1996), *CASC2D-SED* (Johnson, 2000), *SHETRAN* (Ewen et al., 2000) y *KINEROS* (Woolhiser et al., 1990). Los modelos *LISEM*, *CASC2D-SED* y *SHETRAN* son distribuidos y han sido concebidos para simular la escorrentía y la erosión debida a un evento de lluvia dado. El modelo *KINEROS* conceptualiza la cuenca como un sistema de laderas y cauces interconectados y simula el flujo y el transporte de sedimentos para tormentas individuales.

La mayoría de los modelos a escala de cuenca tienen la capacidad de describir la erosión causada por tormentas de alta intensidad ya que pueden realizar simulaciones en una resolución temporal del orden de horas y minutos (Wang et al., 2012). Además, algunos de ellos permiten almacenar y actualizar las variables de estado con base en los resultados obtenidos en un intervalo de tiempo anterior, gracias a esta característica pueden ser utilizados también para la simulación continua del largo plazo manteniendo un intervalo temporal intradiario. A pesar de que esta aproximación sería la manera más realista para representar los procesos erosivos, este procedimiento no se realiza frecuentemente debido a limitaciones en la capacidad computacional y la calidad de la información para la calibración y la validación del modelo.

2.3. Aprovechamiento de información indirecta

Como se menciona anteriormente, la disponibilidad de información es determinante para la aplicación de los modelos sedimentológicos (Cerdà et al., 2013). Una manera para superar este problema es la utilización de fuentes de información indirecta que permitan validar de manera aproximada los resultados de los modelos.

2.3.1. Sedimentación en embalses

A medida que una corriente ingresa en un embalse, se reduce su velocidad, perdiendo capacidad de arrastre y depositando parte del material transportado (Julien, 1995). El material sedimentado es retenido detrás de la presa, formando un depósito.

Se estima que la pérdida anual en capacidad de almacenamiento de los embalses a nivel mundial, debido al depósito de sedimentos está entre 0,5 % - 1 %. Sin embargo, en muchos embalses las tasas de reducción anual pueden alcanzar el 4 % o el 5 %, de manera que estos reservorios pierden la mayor parte de su capacidad después de sólo 25 a 30 años (Verstraeten et al., 2003).

Con el objetivo de estimar las tasas de sedimentación y proyectar la pérdida de capacidad, en muchos embalses se realizan campañas batimétricas con una frecuencia que varía entre 3 y 10 años aproximadamente. Estas mediciones pueden ser utilizadas como un método indirecto para la validación de los modelos sedimentológicos en la escala regional y en el largo plazo (Van Rompaey et al., 2001). De acuerdo con la literatura, las medidas de sedimentación en los embalses han sido utilizadas principalmente para la calibración o validación de algunas formulas empíricas o para la regionalización de algunos modelos de producción de sedimentos (p.ej. Baade et al. (2012), Avendaño Salas et al., 1997).

Recientemente, los depósitos en embalses se han utilizado también para la validación de modelos distribuidos, como se expone en Srinivasan et al. (1998), de Vente et al. (2005), de Vente et al. (2008), Alatorre et al. (2010) y Haregeweyn et al. (2013). En de Vente et al. (2005), se usan las medidas de sedimentación en el embalse para comparar la producción anual de sedimentos, estimada mediante los modelos *FSM* (Verstraeten et al., 2003) y *PSIAC* (PSIAC, 1968). En de Vente et al. (2008), los modelos distribuidos *WATEM/SEDEM* (Van Rompaey et al., 2001), *PESERA* (Kirkby et al., 2008) y *SPADS* (de Vente et al., 2008) se usan para la estimación de la producción de sedimentos en el largo plazo y sus resultados se comparan con los volúmenes depositados en el embalse. En Alatorre et al. (2010), para estimar la erosión y la producción de sedimentos media anual se aplica el modelo *WATEM/SEDEM*, el cual es calibrado usando los registros de depósitos del embalse Barasona (España).

En los estudios anteriores se estiman las tasas de erosión o la producción de sedimentos media anual en el largo plazo. Los modelos mencionados previamente no permiten realizar simulaciones en escalas temporales diarias o intradiarias, por lo que bajo estas aproximaciones no es posible analizar los efectos de tormentas de alta intensidad sobre la dinámica temporal de la erosión y el transporte de sedimentos.

Algunos intentos para calibrar y validar modelos diarios usando volúmenes de sedimentación en embalses se han llevado a cabo durante los últimos años, entre estos estudios se resaltan los trabajos de Raclot y Albergel (2006) y Bussi (2014). Raclot y Albergel (2006) utilizan los volúmenes de sedimentación de un pequeño embalse para calibrar y aplicar el modelo *WEPP* en una cuenca en Tunisia; sin embargo, los resultados en cuanto a la reproducción del transporte de sedimentos son decepcionantes. Por su parte, Bussi

(2014) aplica satisfactoriamente el modelo distribuido *TETIS-SED* (Vélez, 2001; Frances et al., 2007; Montoya, 2008) en diferentes cuencas en España, utilizando volúmenes de sedimentación en embalses y presas de contención para la calibración y validación del modelo.

Los resultados de Bussi (2014) prueban la robustez del *TETIS-SED* para reproducir las dinámicas sedimentológicas en resolución diaria y en el largo plazo; sin embargo, en la literatura los intentos para implementar un modelo en escala intradiaria utilizando volúmenes de sedimentación son escasos.