

Aggregated conceptual model of sediment transport for mountain basins in Antioquia- Colombia

Santiago Cataño-Álvarez ^a & Jaime Ignacio Vélez-Upegui ^b

^aDepartamento de Geociencias y Medio Ambiente, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia. scatanoa@unal.edu.co

^bDepartamento de Geociencias y Medio Ambiente, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia. jivelezu@unal.edu.co

Received: September 03th, 2015. Received in revised form: November 30th, 2015. Accepted: December 9th, 2015.

Abstract

An aggregated model to estimate mean denudation rates of tropical mountain basins with limited data is presented, which is calibrated for Antioquia (Colombia); based on the transport equation of Engelund-Hansen. Two complementary approaches are purposed: (1) alluvial river reach model, dependent on discharge, slope and hydraulic geometry and (2) hillslope model dependent on discharge minus base flow, slope, drainage density and flow convergence degree. Both models are closed with a regression for the Shields parameter, depending on sediment yield ($t/km^2/yr$) and an erodibility factor, which is considered robust due to the diversity of scale, morphology and weather of the 23 basins analyzed. Both model approaches predicts inside a +/- 50% margin of error the sediment yields of 70% of the basins, those with less peculiarities; correcting it with a bed load portion, additional to the suspended transport measured, analytically estimated and proved with field data.

Keywords: tropical mountain basins; hillslope erosion; sediment yield; sediment transport; bed load; alluvial rivers; gravel rivers.

Modelo conceptual agregado de transporte de sedimentos para cuencas de montaña en Antioquia- Colombia

Resumen

Se presenta un modelo agregado para estimar tasas medias de producción de sedimento en cuencas tropicales de montaña con información escasa, calibrado para Antioquia (Colombia); basado en la ecuación de transporte de Engelund-Hansen. Dos enfoques complementarios se proponen: (1) modelo de cauce aluvial, según caudal, pendiente y geometría hidráulica y (2) modelo de ladera, según caudal menos flujo base, pendiente, densidad de drenaje y grado de convergencia del flujo. Ambos modelos cierran con una regresión para el parámetro de Shields, en función del rendimiento sólido ($t/km^2/año$) y un factor geológico, que se considera robusta por la diversidad de escala, morfología y clima de las 23 cuencas analizadas. Ambos enfoques del modelo predicen dentro de +/- 50% de error el rendimiento sólido del 70% de las cuencas, las de menos particularidades; corrigiéndolo con una porción por el fondo, adicional al transporte en suspensión medido, estimada analíticamente y probada con mediciones.

Palabras clave: cuencas tropicales de montaña; erosión de laderas; producción de sedimentos; transporte de sedimentos; carga de fondo; ríos aluviales; ríos de gravas.

1. Introducción

Las cuencas de Antioquia drenan hacia el río Magdalena o el Océano Pacífico, siendo dos de las vertientes más erosivas en Sudamérica [19]. Esto es un reto para el aprovechamiento del gran potencial hidráulico de la región [16], pues por ejemplo debe controlarse la colmatación, que afecta la regulación del recurso [26], la hidráulica en zonas de toma [28] y la calidad del agua aprovechada.

Ahora bien, la complejidad del transporte de sedimentos está en las múltiples variables que lo afectan, con alta

variabilidad espacio temporal [26] a diferentes escalas y en la interrelación de los procesos. Por tanto no hay consenso en una teoría universal que prediga este transporte en los ríos [17], lo que implica alta incertidumbre en las estimaciones [34]. 90% de las cuencas en el mundo carecen de una medición sistemática y confiable de sedimentos [19] y, a nivel de Antioquia, [9] dice que los estudios de sedimentos requieren un análisis regional que combine las variables físicas de más incidencia, en especial para los frecuentes ríos de lecho no aluvial - cohesivo o rocoso. Entonces la modelación es la alternativa para estos estudios, ante

información deficiente y demanda de estimaciones para diseño de obras y decisiones regionales.

La producción media de sedimentos se ha modelado con ajustes empíricos, p. ej. USLE [47], que requiere un factor de ajuste diferente para cada región [46], dificultando la extrapolación del método para cuencas sin datos. A escala de cuencas grandes (más de 10000km²) han estimado vía correlación la producción media según área, litología, clima, relieve (p. ej. [42]), vegetación y retención en llanuras [19]. Si bien los modelos dan idea sobre la posible influencia relativa de las variables, su enfoque empírico y de gran escala resulta en hipótesis de procesos demasiado generalizadas para la escala regional –cuencas medianas, de 10 a 10000 km²- de interés aquí. Por otra parte, pocas cuencas cuentan con información intradiaria [23], [43], para ajustar modelos estadísticos de más corto plazo [15], [20], como el caso de la curva de calibración concentración vs caudal.

El incremento de la capacidad de cálculo ha permitido que, donde puedan obtenerse mapas hidrológicos y de parámetros de potencial erosivo, se apliquen modelos distribuidos. Estos ligan los procesos hidrológicos como causa de los sedimentológicos; de esta forma que en ladera se considera el potencial de la escorrentía superficial y en el cauce el del caudal total del río [43], [44]. Estos modelos parecen ser la posibilidad de mayor robustez y comprensión del proceso, aunque se han calibrado en geografías diferentes a la montaña tropical de Antioquia (p. ej. [5], [23], [43]). Por tanto, la parametrización de modelos distribuidos puede omitir procesos esenciales en este tipo de geografía, excesivo esfuerzo de cálculo y demanda de información para aplicaciones regionales, así como problemas de equifinalidad al calibrar [23].

De ahí que el modelo de este trabajo, basado en los métodos de [7], sea agregado y con consideraciones especiales para cuencas tropicales de montaña. La agregación del modelo parte de la distinción entre procesos de ladera y cauce, y de asumir equilibrio de mediano plazo en cauces aluviales [22]. Se estima de forma redundante la producción media en enfoques tanto de ladera como de cauce para ríos aluviales, y sólo desde ladera para los ríos no aluviales. Por la complejidad y diversidad de las cuencas en la región y por la especial necesidad de proponer soluciones en escenarios de información escasa, se hallan vía ajuste de regresión –pero con supervisión de su coherencia física– algunos parámetros como la resistencia al flujo y la relación entre fuerza del flujo y resistencia del suelo. El planteamiento puede extrapolarse a las cuencas medianas de Antioquia y los Andes Tropicales del Colombia, para estimar órdenes de magnitud del transporte de sedimento en escala de meses a décadas. Estas estimaciones serían útiles para la prevención y el manejo de los problemas fluviales ya citados, que no requieren tanto revisar la localización de las fuentes de sedimento dentro de la cuenca [26].

2. Materiales y métodos

2.1. Información disponible

Sobre hidráulica y sedimentos se tienen curvas de calibración concentración-caudal a partir de aforos descritos

en [17], geometría hidráulica en el sitio de la estación y batimetrías de algunos embalses de EPM [25], [31], [39]. De geomorfología se tiene el modelo digital de elevación para el trazo de cuencas (Figura 1), un mapa geológico regional a escala 1:400000 y uno de red de drenaje a escala 1:25000.

Los datos hidrológicos constan de series diarias de caudal y precipitación, medidas por el IDEAM durante un mismo período (Tabla 1). El régimen diario de caudales se traduce a instantáneo, según el factor corrector propuesto por [7]. Para las cuencas sin información de caudales se usa el mapa de caudal medio a partir de mapas hidroclimáticos [2],[3].

2.2. Estimación del transporte real medio

2.2.1 Transporte en suspensión

La curva de calibración concentración-caudal ($c=aQ^b$) convierte la curva de duración de caudales instantáneos (CDQ) en caudales sólidos instantáneos en suspensión (CDQ_{ssp}). Por tanto, el transporte medio en suspensión (Q_{ssm}) se determina con la media de la distribución dada por la CDQ_{ssp} , al integrarla sobre sus percentiles (p):

$$Q_{ssm} = \int_0^1 Q_{ssp} dp \quad (1)$$

Con $Q_{ssp} = c_{ssp}Q$ y $c_{ssp} = aQ_p^b \quad \forall p \in (0,1)$



Figura 1. Ubicación de cuencas con aforos líquidos y sólidos simultáneos. Fuente: Los autores

Tabla 1.
Cuencas con aforos simultáneos de caudal y sedimento. Fuente: los autores

#	Código	Cota (msnm)	Río	OP	Área (km ²)	No. aforos liq+sol	Modelo Ladera		Mod Cauce aluvial?	Notas
							t_ini	t_fin		
1	1201706	30	Apartadó	I	88	101	-	-	si	-
3	1201708	50	Carepa	I	159	97	-	-	si	-
4	1201701	50	Chigorodó	I	185	110	-	-	si	-
5	1201702	20	León	I	1190	106	-	-	-	>50% cuenca en llanura aluvial
6	1202701	140	Mulatos	I	309	33	-	-	si	-
7	1111701	650	Riosucio	I	695	99	1992	1997	no	abajo de descarga de PCHs Vuelta y Herradura
8	1111703	300	Riosucio	I	2973	58	1990	1992	no	-
9	1111704	90	Riosucio	I	3548	102	1998	2003	no	-
10	1201705	20	Zungo	I	46	82	-	-	si	-
18	1202709	600	Nechí	I	1381	78	1996	2002	no	minería aluvial
19	2623708	600	San Andrés	I	359	89	-	-	no	-
20	2623711	2370	San Andrés	I	128	53	2008	2012	no	-
21	2623702	480	Aurrá	I	230	176	-	-	no	-
22	2619703	670	San Juan	I	1098	183	1992	2012	no	-
24	2621701	680	Tonusco	I	316	189	1995	2011	-	curva $h=aQ^b$, con $b=0.1$; $R^2=0.1$: anómala.
25	2624701	80	Man	I	360	129	2005	2011	si	-
26	2624705	110	Tarazá	I	955	116	-	-	no	-
27	2308718	1900	Concepción	I	119	108	1989	2005	-	Duda ubicación estación
28	2308716	820	Nus	I	372	89	1989	1995	si	minería aluvial
30	2307702	150	Cocorná	I	603	101	1985	2005	si	-
31	2308719	380	Sam.Norte	I	1509	78	-	-	no	-
43	2701707	2440	Grande	E	474	51	-	-	no	-
44	2701703	2170	Grande	E	1050	35	-	-	no	aforos pre-emb.RGII
46	2701773	2320	Q.Orobajo	E	32	31	-	-	si	CDQ rescalada
47	2701708	1740	Guadalupe	E	386	25	-	-	no	aforos pre-emb.Troneras
48	2701712	1790	Guadalupe	E	269	20	-	-	si	CDQ rescalada
49	2623712	1670	Nechí	E	248	35	-	-	no	CDQ rescalada
50	2702720	430	Nechí	E	1591	25	-	-	no	minería aluvial
51	2618705	2030	Buey	E	144	32	-	-	no	CDQ importada del río Sonsón
52	2618707	2140	Piedras	E	149	37	-	-	no	En bocatoma
53	2308755	1040	Churimo	E	144	48	-	-	-	sin CDQ para rs real
54	2701736	1060	Porce	E	2570	112	-	-	-	rs alterado por emb.RGII
55	2701739	1430	Riachón	E	122	43	-	-	si	CDQ importada del río Nus
56	2701740	820	Porce	E	3063	103	-	-	-	rs alterado por emb.RGII
57	2701802	940	Porce	E	2812	72	-	-	-	rs alterado por emb.RGII
58	2701741	560	Porce	E	3674	64	-	-	-	rs alterado por emb.RGII
59	2701762	1470	Q.Caracolí	E	20	23	-	-	-	Sólo 5 aforos con $Q>Q_{medio}$, CDQ desde Nus
60	2701768	110	Porce	E	4106	60	-	-	-	rs alterado por emb.RGII
61	2701753	1700	Riachón	E	87	37	-	-	si	CDQ importada del río Nus

Convenciones: Q.Orobajo=Quebrada Orobajo, op=operador, I=IDEAM, E=EPM, liq+sol=líquido y sólido (sedimento en suspensión), t_ini y t_fin definen el período para el cual la información tenía una porción de faltantes suficientemente baja para calibrar el modelo hidrológico, curva $h=aQ^b$: relación nivel-caudal en la sección de aforo, emb.=embalse, CDQ=curva de duración de caudales, rs=rendimiento de sedimento en la cuenca ($t/km^2/año$), RGII=Riogrande II
Fuente: Los autores

2.2.2. Porción del transporte por fondo

Como el modelo predice transporte total, pero la información es de sedimento en suspensión, se estima la porción en suspensión Q_{ss}/Q_s con un ajuste simplificado de la ecuación de [10], considerando un perfil de concentración en el flujo equilibrado. Este planteamiento se aplica a cada percentil de caudal de la curva de duración, ajustando una ley potencial de variación de tamaño medio de sedimento con el caudal para tramos aluviales, para finalmente ponderar según la porción de sedimento transportado por cada percentil [7]. Para tramos no aluviales se ajusta una ley que aproxime la tendencia para ríos de grava presentada por [36].

2.3. Estimación del transporte con el modelo

2.3.1. Hipótesis generales

Con base en la revisión de literatura y la información disponible, el modelo de producción a escala de cuenca y en el mediano plazo debe considerar:

- Equilibrio en el cauce por tramos, sólo donde este se considere aluvial. Allí suministro=capacidad.
- Enfoque alternativo de modelación, en ladera, útil en especial para los cauces no aluviales.
- Método analítico que considere balance de energía y acople entre disipación y transporte.
- Geometría de la cuenca estacionaria, desde la escala de paisaje hasta la de tramo de cauce.
- Pocos parámetros, físicamente interpretables, p. ej. geometría hidráulica, densidad de drenaje, etc.
- Regionalizar la resistencia a la erosión con la naturaleza geológica del suelo y la erosión misma producida por un flujo de una potencia dada.
- Carga total de sedimento fluyendo en el cauce, considerando las porciones por fondo y en suspensión.

2.3.2. Selección del enfoque del modelo: cauce o ladera

Los tramos aluviales del cauce tienen una sección con capacidad de transporte ajustada al suministro desde las fuentes en la ladera, en general desde flujos en zonas concentradas, p. ej. cárcavas. Las desviaciones en los patrones área (A) vs pendiente (S) indican alteraciones de ese balance [6]. Un criterio de clasificación del cauce como aluvial es el índice morfológico $SA^{0.4}$ [14], donde el exponente es similar al de la geometría hidráulica aguas abajo para el nivel en ríos de gravas [30]. El valor umbral es cualitativo –para el caso <0.09 para que el cauce sea aluvial- a partir de la morfología de los valles en Google Earth, dado que lecho es aluvión tiende a darse donde el valle aluvial es notablemente amplio.

2.3.3. Modelo de cauce

Junto con geometría hidráulica constante y suministro=capacidad, se asumen para el modelo de transporte de sedimento en cauce las siguientes ideas del modelo de [13]:

- En general el sedimento es tipo arena (0.05 a 2mm)
- La potencia del flujo se gasta en disipación y en transporte de agua y sedimento
- balance de energía de Bagnold [15]-, lo que se ha probado en ríos aluviales (p. ej. [29]).
- La potencia del transporte es proporcional a la velocidad de corte $u^*=(\tau/\rho)^{0.5}$ y al exceso de esfuerzo efectivo $\tau^*-\tau^*_c$, con $\tau^*_c\sim 0.06$ el crítico para movilizar.
- En ríos aluviales aplica la tendencia de laboratorio entre esfuerzos de transporte y disipación.
- El factor de disipación f es proporcional a h'/L , con h' siendo la altura de la irregularidad del lecho y L su espaciamiento aguas abajo. Esto es válido si la lámina sobre la irregularidad es al menos similar a h' .

Con esto, resulta la siguiente relación entre números adimensionales de transporte y esfuerzo:

$$f q_s^* = 0.1 \tau_*^{2.5} \quad (2)$$

$$\text{Con } \tau_* = \frac{\tau}{\gamma(G-1)D} \approx \frac{hs}{(G-1)D}, \quad q_s^* = \frac{Q_s}{B\sqrt{(G-1)gD^3}}$$

Siendo D el diámetro del sedimento, γ el peso específico del fluido y g la aceleración de la gravedad. El exponente 2.5 para τ^* aplica para un gran rango de estados de transporte, donde la porción en suspensión es comparable con la de fondo [13].

Reemplazando esos números adimensionales y simplificando se tiene:

$$Q_s = \left[\frac{0.1}{2\sqrt{g(G-1)^2}} \right] \frac{Bh^{1.5}S^{1.5}v^2}{D} \quad (3)$$

Y en términos de geometría hidráulica, con α_i siendo el coeficiente y β_i el exponente de la relación para una variable hidráulica = $\alpha_i Q^{\beta_i}$:

$$Q_s = r_s A = \frac{r_s}{r_{ss}} r_{ss} A = \left[\frac{0.1 \alpha_h \alpha_h^{1.5} \alpha_v^2}{2\sqrt{g(G-1)^2}} \right] \frac{Q^{q^*}}{D} \quad (4)$$

$$\text{Con } q_* = \beta_b + 1.5\beta_h + 2\beta_v$$

Siendo las demás variables conocidas, D debe hallarse para cada cuenca con dato de transporte resultando τ^* calibrado, que al relacionar las fuerzas motoras y resistentes se asume puede regionalizarse en función del propio rendimiento sólido de cada cuenca $rs=Q_s/A$:

$$D = \frac{hs}{(G-1)\tau_*}, \quad \tau_* = m_1 r_s^{m_2} \quad (5)$$

Donde m_1 puede estar relacionado con la roca parental, dado el predominio de suelos residuales en la región.

2.3.4. Modelo de ladera

Se asumen las mismas ideas que para el modelo de cauce, basadas en el planteamiento de [13], con las siguientes

adaptaciones que ahora consideran el flujo no sobre el río sino sobre las cárcavas de la ladera:

- El caudal medio que mueve el sedimento es la agregación $Q_{sup}=r_{sup}A$ de las salidas superficial y subsuperficial del modelo hidrológico conceptual SHIA agregado [45].
- Hay suministro suficiente de suelo residual para el transporte en los eventos sobre la cárcava
- Se da efecto *bulldozer*: removilización de depósitos de ladera dejados por eventos menores [5].
- La densidad de drenaje ρ_d se asume de $4\text{km}/\text{km}^2$, según el mapa de líneas azules, similar a los $5\text{km}/\text{km}^2$ con el área crítica de Tarboton [32], simplificando su variabilidad espacial [35]. El valor está entre 2 y $7\text{km}/\text{km}^2$, rango que establecen los estudios de la región [[8], [24], [40]]. Con esto, la longitud de cauces es: $L_{dt}=\rho_d A$.
- La suma sobre la cuenca del ancho de flujo concentrado desde la ladera a los cauces corresponde sólo con cierta porción p_b (del orden de 1 a 0.1%, según Google Earth) de la longitud de las márgenes de los cauces $2L_{dt}$.
- El flujo en ladera se concentra en cárcavas rectangulares –por lo que, en el tiempo, el ancho no varía con el caudal–, con una profundidad h calculada por continuidad de masa: $h=Q_{sup}/(2p_b\rho_d A)$, dada la escorrentía efectiva Q_{sup} , el ancho de flujo de todas las cárcavas $2p_b\rho_d A$ y una velocidad v .
- La velocidad v sigue una ley de resistencia al flujo dada por el coeficiente de fricción f , relacionado con el índice de potencia $h_{bll}S$ de los eventos efectivos para el transporte, cercanos a banca llena. Se asume por simplificar que f es constante en el tiempo –válido para resistencia de lecho móvil [44], donde $v\sim h^{0.5}$ –, variando sólo regionalmente. Sin embargo se dejan libres para ajustar los parámetros de la ley potencial de regionalización $f=\alpha_f(h_{bll}S)^{\beta_f}$, considerando que según [6] la variación de f aguas abajo puede no ser la misma en ladera que en cauce.
- La profundidad h_{bll} , con la que se estima la resistencia f , puede calcularse con parametrización media de geometría hidráulica de cauces $h_{bll}=a_1(Q_{bll})^{a_2}$, con $a_1=0.3$ y $a_2=0.4$.
- El caudal de banca llena en una cárcava Q_{bll} puede estimarse extrapolando la regionalización disponible para cauces [7], entonces $Q_{bll}=15Q_{bll}^{0.74}=15r_{sup}A_c^{0.74}$. A_c es el área drenada crítica por una cárcava a partir de la cual comienza el flujo en cauce, por lo que a través de la sección de la cárcava con $A=A_c$ se estima fluye todo el sedimento producido en la ladera.
- Para el caso de transporte en ladera se propone que la relación adimensional de transporte sea la usada para el cauce, pero con menor sensibilidad del transporte a la capacidad del flujo: exponente 2 en vez de 2.5. Esto debido a que para flujos someros el exponente de las ecuaciones de transporte disminuye [13], porque el transporte en ladera tiene mayor interacción con el fondo que el transporte en cauce. Con esto, resulta la siguiente relación entre números adimensionales de transporte y esfuerzo:

$$fq_s^* = 0.1\tau_s^* \quad (6)$$

Reemplazando los números adimensionales y simplificando se tiene:

$$Q_s = \left[\frac{0.1}{2\sqrt{g}(G-1)^{1.5}} \right] \frac{BhSv^2}{D^{0.5}} \quad (7)$$

Expresando la profundidad h por continuidad de masa y simplificando:

$$Q_s = r_s A = \left[\frac{0.1}{2\sqrt{g}(G-1)^{1.5}} \right] \frac{r_{sup}ASv}{D^{0.5}} \quad (8)$$

Ahora bien, se propone una regionalización análoga a la del modelo de cauce:

$$D = \frac{hS}{(G-1)\tau_s} = \frac{r_{sup}S}{2vp_b\rho_d(G-1)\tau_s}, \quad \tau_s = m_3 r_s^{m_4} \quad (9)$$

Donde m_3 puede estar relacionado con la roca parental, dado el predominio de suelos residuales en la región.

Reemplazando 9 en 8 resulta la siguiente ecuación implícita:

$$r_s = \left[\frac{0.1(2p_b\rho_d)^{0.5}m_3^{0.5}}{2g^{0.5}(G-1)} \right] r_{sup}^{0.5} S^{0.5} v^{1.5} r_s^{0.5m_4} \quad (10)$$

Para determinar v se recurre a la regionalización propuesta para el factor de resistencia del flujo f :

$$f = \frac{8ghS}{v^2} = m_5(h_{bll}S)^{m_6} = m_5(h_{bll}S)^{m_6} \quad (11)$$

Considerando que $h_{bll}=f_1(Q_{bll})$ y $Q_{bll}=f_2(r_{sup},A_c)$ y despejando v :

$$v = 8^{0.33}m_5^{-0.33}3^{-0.33m_6}15^{-0.13m_6}g^{0.33}(2p_b\rho_d)^{-0.33} \times r_{sup}^{0.33-0.13m_6}S^{0.33-0.33m_6}A_c^{-0.1m_6} \quad (12)$$

Reemplazando 12 en 10, y resolviendo para r_s :

$$r_s = (C_2 r_{sup}^{r^{**}} S^{S^{**}} A_c^{Ac^*})^{1/T^*} \quad (13)$$

$$[r_s] = \frac{\text{ton}}{\text{km}^2 \cdot \text{año}}, [r_{sup}] = \frac{\text{m}^3}{\text{s} \cdot \text{m}^2}, [A_c] = \text{m}^2, [S] = \frac{\text{m}}{\text{m}}, \gamma_s = 2.6 \frac{\text{ton}}{\text{m}^3}$$

$$C_2 = 31.5 * 10^{12} \left(\frac{0.1}{2} \right) (G-1)^{-1} m_3^{0.5} 8^{0.5} m_5^{-0.5} 3^{-0.5m_6} \times 15^{-0.2m_6} \gamma_s$$

$$r^{**} = 1 - 0.2m_6$$

$$Ac^* = -0.15m_6, \quad S^* = 1 - 0.5m_6, \quad T^* = 1 - 0.5m_4$$

2.3.5. Síntesis de la estrategia

El modelo tiene una fase preliminar de calibración en cuencas con datos transporte y una fase final de aplicación en cuencas sin información. En la calibración, con el fin de aplicar el modelo para regionalizar el parámetro de resistencia

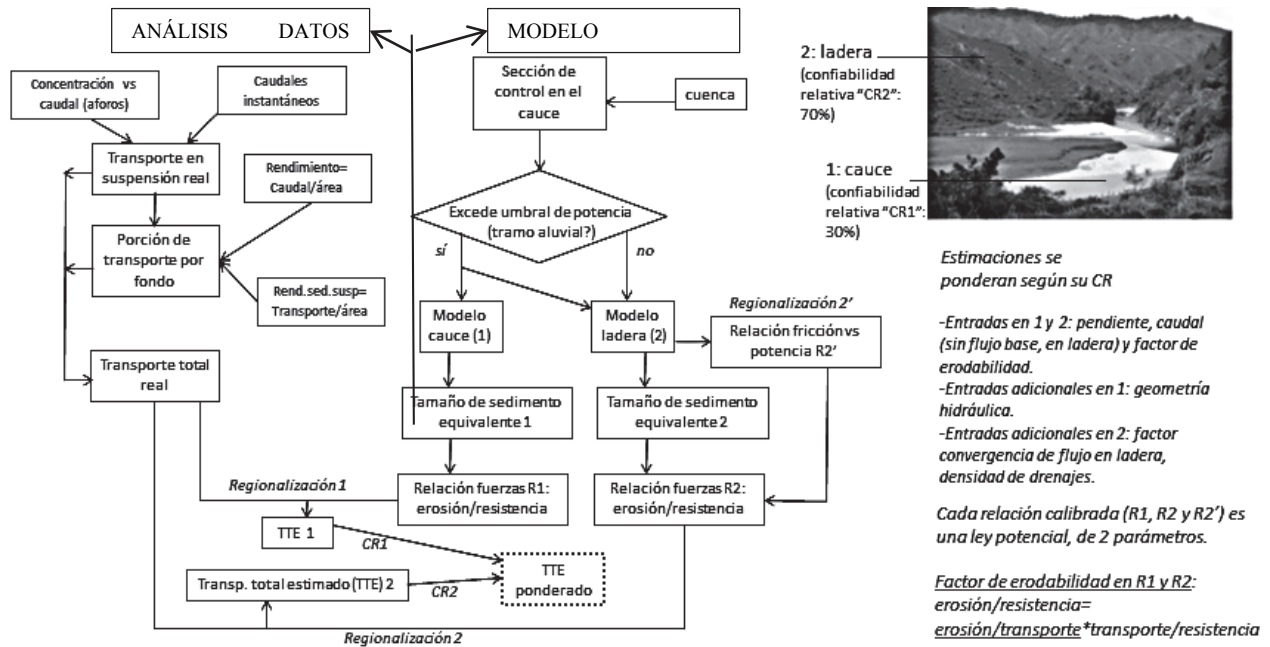


Figura 2. Metodología de calibración del modelo. Fuente: Los autores

a la erosión de Shields tanto en ladera como en cauce, debe resolverse un proceso paralelo de cálculo de la producción media real, incluyendo el transporte de fondo, a partir de la información de aforos sólidos (Figura 2). El uso del modelo en cuencas sin datos ya aprovecha dicha regionalización de la resistencia a la erosión para estimar el transporte medio, enfocando en ladera, cauce o ambos según aplique para el tipo de cauce en el sitio de análisis de la cuenca (Figura 3). En caso de aplicar tanto el modelo de ladera como el de cauce, los resultados se ponderan para un resultado final de producción media estimada, dando más peso al modelo de cauce, que tiene una menor cantidad de supuestos y mejor validación en la literatura.

3. Resultados

3.1. Estimación del transporte real medio

Para comparar la producción de sedimento entre cuencas se estudia el rendimiento de sedimento en suspensión $rss = Q_{ssm}/A$, siendo A el área de cuenca. Respecto a una base de datos de producción mundial, Antioquia se enmarca dentro de una producción media a alta (ver óvalo en la Figura 4). La producción de sedimento no decae con el área, como tiende a ser a nivel global; al contrario, tiende a crecer dado que en las cuencas aguas abajo predomina en general el terreno montañoso, clima cálido húmedo con buen exceso de precipitación respecto a lo evaporado y por tanto laderas con buen desarrollo de suelos y suministro de sedimentos. Puede influir además la mayor antropización de cuencas en zonas bajas.

Para corregir el transporte en suspensión, convirtiéndolo a transporte total para calibrar el modelo, se procesa la información de batimetrías (Tabla 2), obteniendo el transporte anual en la cuenca a partir de relacionar las diferencias de volumen depositado con el período entre mediciones.

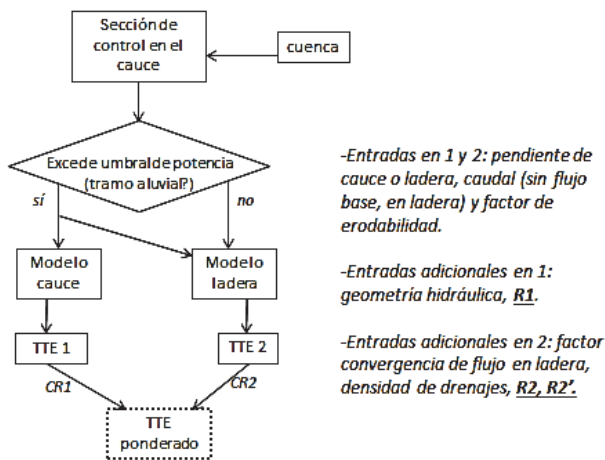


Figura 3. Metodología de aplicación del modelo en cuencas sin datos. Fuente: Los autores

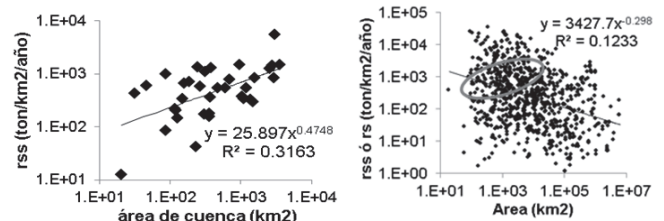


Figura 4. Escalamiento espacial de la producción media de sedimento. Izquierda: datos de Antioquia. Derecha: datos del mundo, con los de Antioquia resaltados con el óvalo. Fuente: los autores

Tabla 2.

Información de aforos sólidos y batimetrías para estimar la porción media de sedimento en suspensión. Fuente: los autores.

emb.	V.emb (Hm ³)	EA	Colm.emb (Hm ³ /año)	Prod.cca (Hm ³ /año)	Acca (km ²)	rs (t/km ² /a)	Lapso rs (años)	Lapso rss (años)	est. rss	rss (t/km ² /a)
PolI	230	0.95	3.0	3.2	3062	1238	2002-2007	1996-2010	54	969
						1238				
RGII	240	0.95	1.0	1.1	1072	982	2001-2006	1981-2001	43	541
						982		1957-1982	44	376
						982		1981-1997	46	426
Tron	36	0.90	0.3	0.4	386	950	2005-2012	1956-1960	47	1313
						950		1995-2001	48	582

Convenciones: "EA" es la eficiencia de atrapamiento de sedimento en el embalse, según el método de Brunne [5]. "Colm emb" es el volumen sedimentado en el embalse sobre el número de años entre batimetrías, con base en información SIG de EPM. "Prod cca" es la tasa de producción de sedimento en la cuenca afluente al embalse (Prod cca)=(Colm emb)/EA. "Est rss" es el número de la estación (según la Tabla 1) con aforos de sedimento en suspensión, con la que se estima la porción Q_{ss}/Q_s real, con Q_{ss} de aforos y Q_s de embalse.

Fuente: Los autores

La Fig. 5 muestra que el ajuste modelado sigue la tendencia mundial de una menor porción de carga de fondo en ríos con alta concentración de sedimento suspendido, indicando que los ríos de mayor transporte tienen más finos y/o mayor turbulencia, la cual es aún más alta en ríos de gravas por lo que la porción por fondo resulta menor que en los ríos de arenas. La mayor subestimación de Q_{ss}/Q_s sucede en la estación 57 Diamante, sobre el río Porce cuya cuenca está muy antropizada –implicando un suministro alto de finos [48]. En cambio, la mayor sobreestimación se da en la estación 44 Templete, cuyo periodo de medición fue muy anterior al del embalse, cuando tal vez podía haber un mayor suministro de gruesos por el menor nivel base de la cuenca. Ahora bien la estación 47_G2, tiene incoherentemente rss>rs →Q_{ss}/Q_s>1 se ubica en una sección encañonada no aluvial, lo que implica condiciones del perfil de flujo mucho más heterogéneas que las de ríos de arenas.

3.2. Estimación del transporte con el modelo

3.2.1. Modelo de cauce

Para aplicar el modelo se sustituyen las variables de la Tabla 3 en la ecuación 4, para hallar un diámetro medio equivalente por cuenca y así, con la ecuación 5, calcular τ*. Este ajusta bien con el rendimiento sólido, aunque la predicción del modelo mejora si se incluye un factor de erodabilidad FG –variando entre 0.1 y 1-, que es el promedio ponderado en el área de unos factores que difieren según la litología sea ígnea (0.1), metamórfica (0.3), sedimentaria (0.7) o depósito (1.0). La litología se usa en esta propuesta por ser información de escala gruesa fácilmente disponible, aunque información de formaciones superficiales sería más coherente para el ajuste. FG se interpreta como la relación τ/τ_d entre el esfuerzo para transportar el sedimento y el requerido para desprenderlo, siendo τ_d el esfuerzo que se regionaliza en este trabajo -al adimensionalizarlo con el diámetro-. Tiene sentido que FG baje en suelos cohesivos, generalmente por meteorización de rocas cristalinas, que son de menor grano pero menor erodabilidad dada la cohesión química [4].

El diámetro calibrado en cauces no aluviales suele ser mayor, pues el parámetro Shields es menor (Figura , arriba). Los grandes diámetros equivalentes en los tramos no aluviales, que cumplen suministro=capacidad, muestran el exceso de capacidad en estas secciones para tamaños menores, más realistas.

En la Figura -abajo- se compara el rs real con el simulado con la calibración del parámetro Shields y la combinación de las ecuaciones 4 y 5. El rs real es Q_{ss}/Q_s * rss, con Q_{ss}/Q_s según la Fig. 5. Un 11/16=70% de las cuencas tienen un error dentro de +/- 50% de la tasa rs real. El error se debe no sólo a la simplificación de procesos físicos sino a la incertidumbre de los datos [11]. Estas son posibles causas de los mayores errores:

- Las cuencas 54_Gavino y 57_Diamante son del río Porce, con un 40% de su escorrentía represada hace 20 años por el embalse Río Grande II y una respuesta hidrológica y de erosión alterada por la canalización de cauces, el 5% de la cuenca urbanizada y la gran densidad de obras de infraestructura.

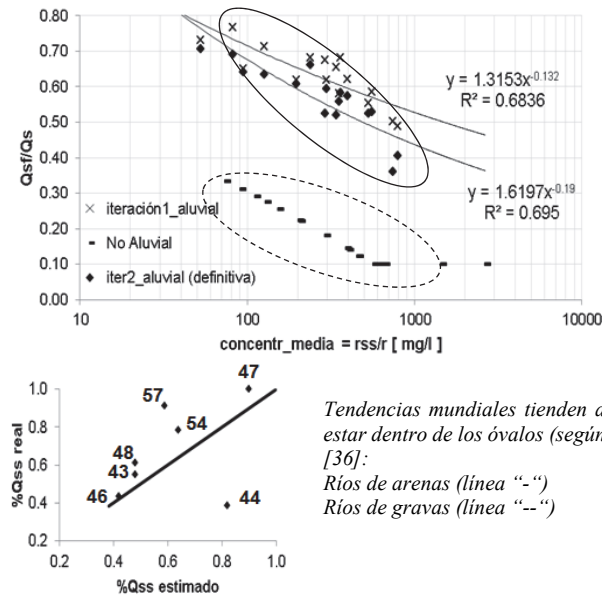


Figura 5. Arriba: Porción media de sedimento transportado por fondo (%Q_{sf}=1-%Q_{ss}) en ríos no aluviales y aluviales -iter1 con Q_{medio}, iter2 con régimen de Q-. Abajo: Validación según batimetrías de embalses en la región, con el número de la cuenca en cada punto.

Fuente: Los autores

Tabla 3.
Variables de entrada de cuencas en las que se calibra el modelo de cauce aluvial.

cca #	aluv?	r (l/s/km ²)	A (km ²)	S	Ah	av	ab	βh	βv	βb	rss (ton/año/km ²)
1	si	59	88	3E-03	0.21	0.33	15	0.45	0.36	0.20	983
3	si	37	159	4E-03	0.22	0.43	11	0.40	0.31	0.29	658
4	si	76	185	3E-03	0.18	0.42	14	0.40	0.28	0.33	716
6	si	16	309	3E-03	0.20	0.38	13	0.44	0.33	0.24	173
7	no	53	695	2E-02	0.24	0.49	8	0.42	0.21	0.37	772
8	no	68	2973	5E-03	0.09	0.29	37	0.60	0.30	0.10	830
9	no	82	3548	1E-02	0.14	0.80	9	0.46	0.23	0.31	1467
10	si	48	46	5E-03	0.22	0.35	13	0.26	0.46	0.28	602
18	no	51	1381	1E-02	0.24	1.30	3	0.33	0.16	0.51	324
19	no	38	359	6E-02	0.29	0.35	10	0.24	0.53	0.23	155
20	no	51	128	4E-02	0.27	0.43	9	0.46	0.23	0.31	147
21	si	16	230	1E-02	0.21	0.43	11	0.36	0.48	0.17	42
22	no	52	1098	2E-02	0.21	0.90	5	0.44	0.22	0.34	341
25	si	59	360	2E-03	0.57	0.66	3	0.29	0.14	0.57	177
26	no	102	955	1E-02	0.13	0.64	12	0.51	0.25	0.24	1461
28	si	47	372	3E-03	0.13	0.90	9	0.37	0.19	0.44	355
30	si	86	603	2E-03	0.59	0.75	2	0.24	0.12	0.64	537
31	no	125	1509	1E-02	0.73	0.07	17	0.38	0.51	0.12	291
43	si	51	474	9E-03	0.33	0.25	12	0.48	0.45	0.07	541
46	si	38	32	2E-02	0.33	0.52	6	0.32	0.59	0.09	426
48	si	63	269	8E-03	0.12	0.38	20	0.71	0.30	0.00	582
54	si	42	2570	5E-03	0.52	0.12	15	0.40	0.51	0.11	969
55	si	51	122	8E-03	0.44	0.25	9	0.31	0.60	0.09	203
57	si	45	2812	5E-03	0.28	0.14	26	0.48	0.43	0.09	1129
61	si	51	87	5E-03	0.40	0.32	8	0.42	0.54	0.04	85

Fuente: Los autores.

- La cuenca 21 Aurrá, si bien se clasificó como aluvial, puede tener procesos diferentes a los de valle aluvial de arenas, donde se ha probado la aplicabilidad de la ecuación de [13]. Esto debido a que el tramo está sobre un abanico, de mayor potencia y sedimento más grueso.
- Las cuencas 4 y 6 son de los ríos Chigorodó y Mulatos, en el piedemonte de la Serranía de Abibe, por lo que hay transición entre río de montaña y llanura. Así, puede haber procesos no considerados en las hipótesis del modelo. De hecho, las demás cuencas de Urabá, de similar morfología, tienen errores altos.

3.2.2. Modelo de ladera

Se sustituyen las variables de la Tabla 4 en la ecuación 8, reemplazando la velocidad v por su estimación mediante la ecuación 12, donde los parámetros m_5 y m_6 de regionalización del factor de resistencia al flujo f se estiman de forma que la calibración de diámetros equivalentes D para las cuencas produzca el mejor ajuste de rs respecto a los datos. Al resultar $m_5=27000$ y $m_6=0$, se muestra respectivamente una alta disipación en zonas cercanas al umbral ladera-cauce y una independencia del área umbral de generación de cauce A_c que valida la simplificación de densidad de drenaje constante (4km/km² según el mapa de líneas azules). El factor de concentración del flujo $pb=0.005$ produce una hidráulica de ladera realista, con niveles del orden de pocos cm y velocidades alrededor de 1 cm/s.

A continuación, según la ecuación 9, se determina el parámetro de Shields medio equivalente τ^* para cada cuenca (Figura 5, arriba), a partir del diámetro hallado. De nuevo,

como en el cauce, el mejor ajuste resulta con rs y la predicción mejora significativamente al considerar el factor de erodabilidad FG.

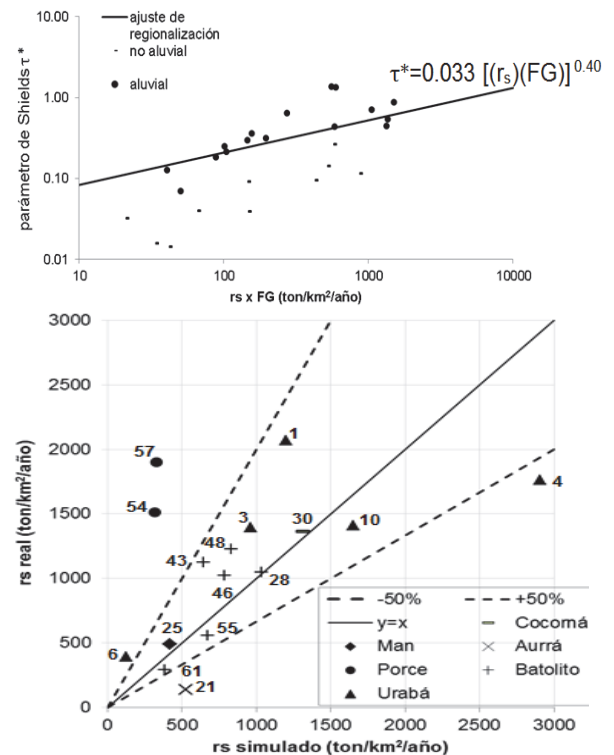


Figura 6. Arriba: Calibración del parámetro Shields equivalente con el modelo de cauce aluvial. Abajo: Ajuste del modelo de cauce respecto a los datos, con el número de la cuenca que representa.

Fuente: Los autores.

Tabla 4. Variables de entrada de cuencas en las que se calibra el modelo de ladera. Fuente: los autores.

cca #	r _{sup} (l/s/km ²)	r (l/s/km ²)	r _{sup} / r	S _{lad}	rs (t/a/km ²)
7	23	53	0.43	0.49	880
8	23	68	0.33	0.49	970
9	23	82	0.28	0.48	1630
18	17	51	0.34	0.35	417
20	28	51	0.55	0.24	214
22	29	52	0.56	0.51	437
25	48	59	0.81	0.19	491
27	25	61	0.41	0.31	303
28	21	47	0.44	0.33	1047
30	43	86	0.49	0.32	1366

Convenciones:r_{sup}= suma de la escorrentía superficial y subsuperficial media de ladera, según el modelo hidrológico agregado SHIA. S_{lad}: pendiente media de las laderas de cada cuenca. Fuente: Los autores.

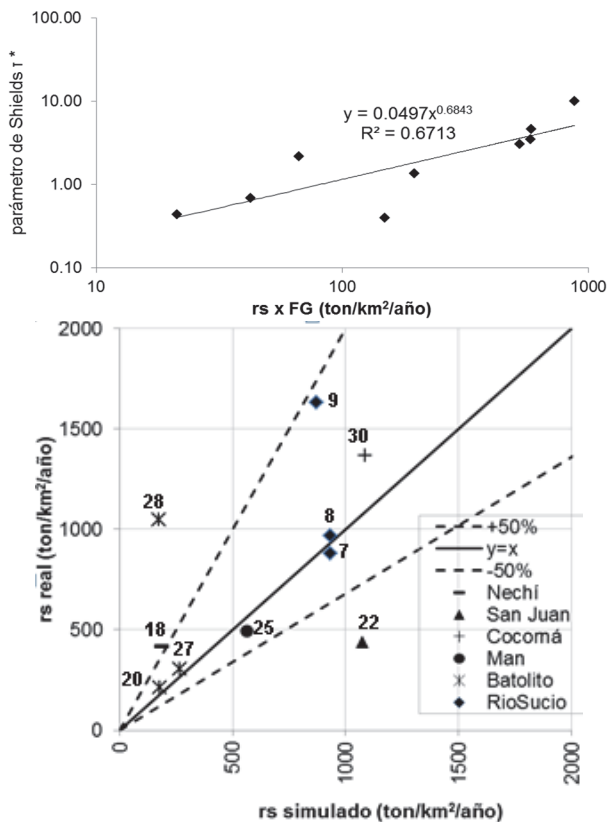


Figura 5: Arriba: Calibración del parámetro de Shields equivalente con el modelo de ladera. Abajo: Ajuste del modelo de ladera respecto a los datos. El número junto a cada punto muestra de cuál cuenca es la estimación. Fuente: Los autores.

Al comparar el rs real con el simulado (Figura 5, abajo), obtenido con el ajuste del parámetro de Shields y la ecuación 13, se nota que 7/10=70% de las cuencas tienen un error en la estimación dentro de una banda de +/- 50% de la tasa rs real, lo que indica una precisión similar a la del modelo de cauce. En cuanto a probables causas físicas de los errores excesivos: la

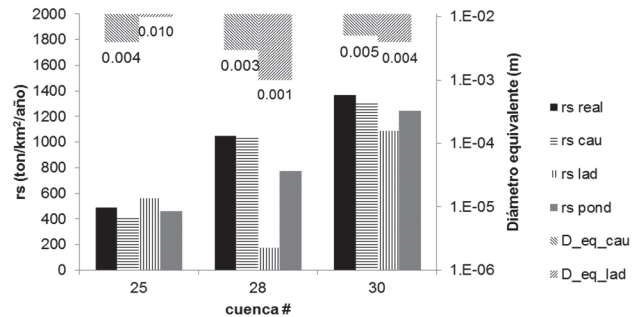


Figura 6. Cuencas modeladas tanto por enfoque de cauce como de ladera, y propuesta de ponderación de resultados. Fuente: Los autores.

cuenca 18_Nechí tiene minería aluvial notable que suministra finos en al menos un afluente importante, la cuenca 28_Nus tiene un amplio valle aluvial entre dos escarpes, que pudo provocar una subestimación del potencial erosivo de la parte inicial de las laderas al considerarse sólo la pendiente media; y la cuenca 22_San Juan es la de mayor pendiente –más de 0.5- con lo que puede haber propiedades no consideradas en el modelo como laderas con afloramiento rocoso, o sea sin suministro de sedimento.

3.2.3. Ponderación de resultados

Dado que las cuencas 25_Man, 28_Nus y 30_Cocorná se estudiaron con ambos modelos –ladera y cauce- sus resultados se comparan con la Figura 6. Esto fue posible pues el tramo de estudio era aluvial y había información para estimar la escorrentía de ladera. Se observa que el modelo de cauce simula satisfactoriamente, dentro de +/- 20% de error, la producción de las 3 cuencas, pero el de ladera subestima en más de 20% en la cuenca 30 y en más de 50% en la cuenca 28. Aun así, los diámetros equivalentes calibrados no son sistemáticamente mayores o menores en el modelo de ladera, estando en el mismo orden de magnitud que los estimados con el de cauce. Por tanto, el mayor error en el modelo de ladera puede explicarse por la mayor cantidad de supuestos, y por tanto de constantes regionales y parámetros; por lo que se propone como estimación práctica de la producción de sedimento una ponderación en la que pese más el modelo de cauce: p. ej. 70% la estimación de cauce y 30% la de ladera. Esto asume que la cuenca en la que se quiere conocer un aproximado de la producción media de sedimento tiene un cauce principal con un valle aluvial notorio en al menos una zona, donde pueda asumirse un tramo aluvial y aplicarse el modelo de cauce. En algunas cuencas muy pendientes, con un cauce principal sin tramos aluviales notables, se sugiere aplicar la ponderación a nivel de subcuencas con tramos aluviales, con el fin de reducir el error (p. ej. cuenca22_San Juan).

4. Discusión

La hipótesis de equilibrio de mediano plazo –años a décadas- permite delimitar una idea simplificada de modelo

conceptual, donde no se considera la evolución del paisaje – largo plazo- ni los almacenamientos estacionales de sedimento –corto plazo-. Con esto se asume la idea central del modelo, de suministro=capacidad en tramos aluviales, lo que permite tener una estimación redundante del transporte promedio: tanto en el propio cauce como desde la ladera. Al especificar que el modelo es para cuencas de montaña se aclara que: (1) no aplica para almacenamientos mayores al corto plazo en llanuras aluviales extensas y (2) considera que la producción de sedimento desde la ladera se refleja en la capacidad de transporte de su zona final –previa al cauce- de flujo concentrado. Al tratarse de cuencas tropicales el problema de la erosión de ladera pasa a depender sólo de la capacidad del flujo, pues se asume un suministro ilimitado por la alta meteorización.

El modelo es flexible respecto a su parametrización. Por ejemplo, aunque con el enfoque de cauce la geometría hidráulica se toma de la información de aforos, diversa bibliografía existe [21] para tomar valores generalizados del ajuste de esas leyes potenciales de geometría dado un caudal; sin embargo hay tendencias regionalizables coherentes que emergen de los aforos [7] y cabe recomendar su estudio con más datos. Para el enfoque de ladera puede implementarse una variabilidad regional de lo que aquí se asumió constante: convergencia de flujo y densidad de drenaje. Además en ambos modelos, la ecuación de capacidad basada en energía de [13] puede cambiarse por otro planteamiento de capacidad de transporte más adecuado para regiones como Antioquia con predominio de ríos de gravas [15].

El ajuste de regionalización para el cierre del modelo implica que la resistividad a la erosión no es sólo función del tamaño de grano sino de la química y estructura heredadas en el suelo, propiedades resumidas con el factor FG. Sin embargo, para donde se tenga información, las propiedades superficiales –morfología y suelos- pueden dar cuenta de la cohesión y resistividad a la erosión del suelo de forma más acertada que la litología, dado que la meteorización de suelos tropicales implica alteraciones minerales profundas que no siempre reflejan propiedades de la roca madre.

Los tamaños equivalentes resultantes, del orden de mm, son consistentes con los tamaños medidos en ríos similares [30],[37], sin embargo el transporte es muy complejo y no lineal como para interpretar el diámetro calibrado con el modelo de forma literal. A partir de algunos estudios se observa una mayor varianza de tamaños y un mayor tamaño medio a mayor energía del río, efecto de procesos de transporte de materiales más heterogéneos durante eventos poco frecuentes en cuencas pequeñas de alta pendiente [48]. Con esto se invita a estudios posteriores que consideren esta complejidad de variación espacio-temporal de tamaños, si se tienen datos de granulometría.

El problema de la medición del transporte, que se hace sólo para el material en suspensión, procura mitigarse analíticamente con el modelo, considerando los pocos datos de embalse disponibles en Antioquia. Se llega a una relación inversa entre la porción de transporte por fondo y la concentración, lo que puede tener causas físicas no inherentes

directamente con la concentración, sino más bien con la potencia y la turbulencia del flujo; sin embargo concuerda con bases de datos mundiales. Al estimar el transporte total de sedimento en el cauce, procura considerarse la producción no sólo por flujo erosivo en convergencias de ladera –de tamaños más finos- sino por erosión en masa –de tamaños más gruesos- [12], lo que es muy frecuente con los deslizamientos en los Andes Tropicales.

5. Conclusiones

Aunque la precisión del modelo implica sugerir un factor de seguridad de al menos 2 para la tasa de transporte de sedimentos estimada con el modelo, la complejidad de los procesos de transporte de sedimento y la carencia de modelos analíticos universales permite considerarlo como una herramienta útil que reduce la incertidumbre actual en la aproximación de la denudación media regional de cuencas tropicales de montaña, cuya información hidrológica y del terreno disponible para la ingeniería práctica de la región es limitada.

De hecho, la propuesta de ponderación de los resultados de ladera y cauce puede contribuir a una reducción adicional del error, que puede robustecerse con una estimación conceptualmente basada de los factores de ponderación.

Sin embargo, se sugiere profundizar en la investigación no sólo de la magnitud media sino del régimen de transporte [27], esto es, la variabilidad temporal de carga y tamaños en diferentes cuencas de montaña tropicales no sólo de Antioquia sino de los Andes de Colombia, donde hay alto potencial de aprovechamiento del recurso hídrico pero una amenaza manifiesta de su sostenibilidad [1],[26],[41].

Agradecimientos

Los autores expresan su agradecimiento al proyecto MGSAL de la gobernación de Antioquia por la financiación del estudio y a las instituciones IDEAM y EPM por la información suministrada de aforos y batimetrías respectivamente. Asimismo, a Juan José Montoya Monsalve y Paula Lizeth Correa Velásquez por sus aportes en la interpretación de la información.

Referencias

- [1] ANLA. Resolución No. 0828. Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible, 2014.
- [2] Álvarez, O., Vélez, J.I. y Poveda, G., Nuevos campos de precipitación promedia anual para Colombia. XXIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Cartagena de Indias, Colombia, 2008^a.
- [3] Álvarez, O., Vélez, J.I. y Poveda, G., Incertidumbre asociada con el balance hídrico de largo plazo. XXIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Cartagena de Indias, Colombia, 2008b.
- [4] Borah, D., Krug, E. and Yoder, D., Sedimentation Engineering. Chapter 17: Watershed sediment yield. ASCE, 2008, 1132 P.
- [5] Bussi, G., Implementation of a distributed sediment model in different data availability scenarios. Thesis Dr. Universidad Politécnica de Valencia, Valencia, España, 2014.
- [6] Canfield, H.E., Use of geomorphic indicators in parameterizing an event-

- based sediment-yield model. Thesis Dr. University of Arizona, USA, 1998.
- [7] Cataño, S., Modelo conceptual agregado de transporte de sedimentos para cuencas de montaña en Antioquia. Tesis MSc. en Ingeniería-Recursos Hidráulicos. Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia. Medellín, Colombia, 2015.
- [8] CORNARE, Plan de ordenamiento y manejo de la parte alta de la microcuenca de la quebrada Los Dolores, municipio de Abejorral, 2009.
- [9] CTA. Actualización del estado del arte del recurso hídrico en el departamento de Antioquia 2007-2009. Convenio interinstitucional Cátedra del Agua, Medellín, 2010.
- [10] Dade, W.B. and Friend, P., Grain-size, sediment-transport regime, and channel slope in alluvial rivers. *Journal of Geology*, 106, pp. 661-675, 1998. DOI: 10.1086/516052
- [11] De Vente, J. et al., Predicting soil erosion and sediment yield at regional scales: where do we stand?. *Earth-Science Reviews*, 127, pp. 16-29, 2013. DOI: 10.1016/j.earscirev.2013.08.014
- [12] Di Silvio, G., A Northern perspective. Erosion and sediment dynamics from catchment to coast. International Hydrological Programme. UNESCO, 2008.
- [13] Engelund, F., Hansen, E., A monograph on sediment transport in alluvial streams. Technical University of Denmark. Copenhagen. 1967, 64 P.
- [14] Flores, A.N., Bledsoe, B.P., Cuhaciyan, C.O. and Wohl, E.E., Channel reach morphology dependence on energy, scale, and hydroclimatic processes with implications for prediction using geospatial data. *Water Resources Research*, 42, W06412, 2006. DOI: 10.1029/2005WR004226
- [15] García, M.H., Sedimentation Engineering. Chapter 2: Sediment transport and morphodynamics. ASCE, 2008. DOI: 10.1061/9780784408148
- [16] Gobernación de Antioquia, Plan de desarrollo de Antioquia 2012-2015. Línea estratégica – Antioquia es verde y sostenible, 2012.
- [17] IDEAM. Protocolo para el monitoreo y seguimiento del agua. Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial. Colombia, 2007.
- [18] IGAC, Estudio general de suelos y zonificación de tierras del departamento de Antioquia, 2007.
- [19] Kettner, A., Restrepo, J. and Syvitski, J., A spatial simulation experiment to replicate fluvial sediment fluxes within the Magdalena River Basin, Colombia. *Journal of Geology*, 118, pp. 363-379, 2010. DOI: 10.1086/652659
- [20] Kirkby, M.J. and Morgan, R.P.C., Soil Erosion. John Wiley & Sons Ltd. 1980, 374 P.
- [21] Knighton, D., Fluvial forms and processes- a new perspective. Oxford University Press. 1998, 383 P.
- [22] Mesa, O.J., Estudio del equilibrio en ríos. Proyecto 1118-050004-88 de Colciencias. Universidad Nacional de Colombia- Facultad de Minas, 1990.
- [23] Montoya, J.J., Desarrollo de un modelo conceptual de producción, transporte y depósito de sedimentos. Tesis Dr. Universidad Politécnica de Valencia, España, 2008. DOI: 10.4995/thesis/10251/8303
- [24] Montoya, Y. y Montoya, B., Caracterización morfométrica de la microcuenca de la quebrada Los Andes, El Carmen de Viboral, Antioquia, Colombia. *Revista Ingenierías Universidad de Medellín*, 2009.
- [25] Moreno, L., Evaluación del control de la sedimentación en el embalse Troneras. Tesis Msc. Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia, 2007.
- [26] Morris, G. and Fan, J., Reservoir Sedimentation Handbook. McGraw-Hill. 2010, 805 P.
- [27] Nagle, G. et al, Management of sedimentation in tropical watersheds. *Environmental Management*, 23(4), pp. 441-452, 1999. DOI: 10.1007/s002679900199
- [28] Novak, P., Moffat, A.I.B., Nalluri, C. and Narayanan, R., Hydraulic Structures- Fourth edition. Taylor & Francis Group, 2007.
- [29] Pacheco-Ceballos, R., Transport of sediments: analytical solution. *Journal of Hydraulic Research*, 27(4), pp. 501-518, 1989. DOI: 10.1080/00221688909499126
- [30] Parker, G., Sedimentation Engineering. Chapter 3: Transport of gravel and sediment mixtures. ASCE, 2008.
- [31] Perea, I., Modelación del delta de sedimento en un embalse que presenta rápidas fluctuaciones de nivel. Tesis Msc., Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia, 2013.
- [32] Ramírez, J., Extracción automática de redes de drenaje a partir de modelos digitales de terreno. Tesis grado, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia, 2002
- [33] Restrepo, J.D. and Kjerfve, B., Water discharge and sediment load from the western slopes of the Colombian Andes with focus on Río San Juan. *Journal of Geology*, 108, pp 17-33, 2000. DOI: 10.1086/314390
- [34] Restrepo, J.D. et al., Factors controlling sediment yield in a major South American drainage basin: The Magdalena River, Colombia. *Journal of Hydrology*, 316, pp. 213-232, 2006. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2005.05.002
- [35] Tucker, G. et al, Statistical analysis of drainage density from digital terrain data. *Geomorphology*, 36, pp. 187-202, 2001. DOI: 10.1016/S0169-555X(00)00056-8
- [36] Turowski, J., Rickenmann, D. and Dadson, S., The partitioning of the total sediment load of a river into suspended load and bedload: A review of empirical data. *Sedimentology*, 57, pp. 1126-1146, 2010. DOI: 10.1111/j.1365-3091.2009.01140.x
- [37] UNAL. Análisis de la problemática de sedimentos en el río Herradura. Escuela de Geociencias y Medio Ambiente. Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, 2007.
- [38] UNAL. Atlas HidroSIG Antioquia- Guía explicativa. Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, 2012.
- [39] UNAL. Simulación hidrológica y de sedimentos de las cuencas abastecedoras del embalse Riogrande II. Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, 2014.
- [40] Universidad del Valle. Caracterización de ríos tributarios del río Cauca. Escuela de Ingeniería de Recursos Naturales y del Ambiente, 2001.
- [41] UPME. Estudio para determinar la vulnerabilidad y las opciones de adaptación del sector energético colombiano frente al cambio climático, 2013.
- [42] Vanmaercke, M. et al, Sediment yield in Europe: spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology*, 130, pp. 142-161, 2011. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.03.010
- [43] Velázquez, N., Simulación de sedimentos a partir de un modelo conceptual y distribuido no lineal. Tesis MSc. Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia, 2011.
- [44] Vélez, J.I., Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual y distribuido orientado a la simulación de crecidas. Tesis Dr. Universidad Politécnica de Valencia, España, 2001.
- [45] Vélez, J.I., Restrepo-Tamayo, C. y Correa, P.L., Aplicaciones de un modelo hidrológico agregado en Colombia. XXIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Punta del Este, Uruguay. 2010.
- [46] Walling, D.E., The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology*, 65, pp. 209-237, 1983. DOI: 10.1016/0022-1694(83)90217-2
- [47] Wischmeier, W. and Smith, D., Predicting rainfall erosion- a guide to conservation planning. *Agriculture handbook 537*. U.S. Department of Agriculture, 1978.
- [48] Wohl, E., Mountain rivers revisited. *Water resources monograph 19*. American Geophysical Union, 2010.

S. Cataño-Álvarez, es MSc. en Ingeniería de Recursos Hidráulicos, en 2015 de la Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín ORCID: 0000-0003-3844-5761

J.I. Vélez-Upegui, es PhD en Investigación sobre modelación distribuida hidrológica y ambiental, con el grupo de Investigación en Hidráulica e Hidrología dirigido por Juan. B Marco S., entre 2005-2006. de la Universidad Politécnica de Valencia, España. Es profesor de la Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, Colombia ORCID: 0000-0002-2042-9459