

Artículo de revisión

En búsqueda de un mejor entendimiento de los procesos erosivos por flujos concentrados: un enfoque experimental

Toward a better understanding of concentrated flow erosion processes: an experimental approach

Rafael Giménez

Dpto. Ingeniería. Universidad Pública de Navarra, Instituto IS-FOOD (31006), Pamplona, Navarra, España.

*Correo electrónico: rafael.gimenez@unavarra.es

Resumen

La estimación de la tasa de erosión por flujo concentrado –para un determinado caudal y pendiente– en pequeños canales (surcos o regueros) requiere contar al menos con un modelo de predicción del comportamiento de la corriente, para la determinación de ciertos parámetros hidráulicos; y de otro modelo de estimación del grado de desprendimiento de sedimentos por parte del flujo. De hecho, se han publicado diversas propuestas de ambos tipos de modelos; las cuales fueron luego, en mayor o menor medida, incorporadas en los actuales modelos de erosión por surco. En este trabajo se lleva a cabo una revisión crítica –basada en diversos resultados experimentales– de los principales conceptos teóricos que sustentan los actuales modelos hidráulicos y de desprendimiento de sedimentos en surcos de erosión. Asimismo, se describe y fundamenta, brevemente, cada uno de estos experimentos.

Palabras clave: Canales de erosión; Erosión hídrica; Interacción hidráulica-geometría surco; Procesos de erosión; Sistema *step-pool*.

Abstract

Predicting rill erosion rates for a given discharge and slope minimally requires a model for rill hydraulics that allows the prediction of hydraulic parameters and a model for sediment detachment. Several relationships that describe rill hydraulics and/or sediment detachment within an eroding rill have been proposed and are incorporated into state of the art soil erosion models. In this paper a critical review of the theoretical concepts that are underpinning current rill flow and sediment detachment models is made in the light of several experimental results. A brief description and justification of each of these experiments is also given.

Keywords: Eroded channels; Erosion processes; Rill bed-hydraulics interaction; Step-pool system; Water erosion.

1. Introducción

La erosión del suelo agrícola es su principal causa de degradación a nivel mundial. Montgomery (2007) cifró la tasa de erosión global debida a la agricultura convencional en 49 t ha⁻¹ año⁻¹. Asimismo, Poesen *et al.* (2003) demostraron que la pérdida de suelo a nivel de cuenca debida a la erosión por flujo concentrado varía entre el 10 % y el 94 %, y entre el 50 % y el 80 % en los ambientes semiáridos.

La erosión por flujo concentrado en pequeños canales –surcos o regueros– puede generar importantes daños en suelos agrícolas: efecto local o *insite*. La pérdida de los estratos superiores de

los suelos lleva a la disminución de la capacidad productiva de los mismos –principalmente por reducción del contenido de materia orgánica y nutrientes del suelo– y de su capacidad de retención de agua (Chambers *et al.*, 2000). Además, la presencia de estos canales sobre el terreno dificulta el tránsito de vehículos y maquinarias (por ejemplo, Cerdan *et al.*, 2002; Poesen *et al.*, 2003).

Por otro lado, los canales de erosión pueden incrementar la conectividad en el transporte de materiales al facilitar el movimiento –a veces a grandes distancias– de aquellos sedimentos generados por la erosión por salpicadura y por flujo no concentrado (Poesen y Hooke, 1997; Poesen *et*

al., 2003). Luego, la posterior sedimentación de estos materiales puede llegar, eventualmente, a afectar severamente la calidad del agua y el hábitat ecológico (Pimentel *et al.*, 1995; Liu *et al.*, 2012; Pacheco *et al.*, 2018; Hou *et al.*, 2020): efecto a distancia u *offsite*. Ciertamente, los quebrantos económicos causados por la colmatación y/o polución de lagos, ríos y represas muchas veces superan a los producidos en el terreno erosionado.

Los experimentos en laboratorio y en campo sobre procesos de erosión y sedimentación brindan la oportunidad de investigar hasta qué punto los conceptos utilizados en los diferentes modelos erosivos existentes describen correctamente los (sub)procesos involucrados. Importantes desviaciones entre las tendencias observadas y las estimadas estarían indicando deficiencias significativas del modelo analizado. Lamentablemente, lo contrario no es cierto: debido a problemas de ‘equifinalidad’, a menudo pueden obtenerse buenos resultados pero a través de procedimientos equivocados.

El principal objetivo de este documento es analizar críticamente los conceptos teóricos en los que se basan los actuales modelos de erosión por surco o reguero en base a diversos hallazgos experimentales. Se pondrá especial énfasis en estudios experimentales pioneros llevados a cabo, a partir de la década de los 90 del siglo pasado, por investigadores del otrora Laboratorio de Geomorfología Experimental de la Universidad de Lovaina –Flandes, Bélgica– (*Katholieke Universiteit Leuven*, KULeuven).

1.1. Esquema del manuscrito

Este documento consta de 4 secciones (secciones 2 a 6), precedidas por la Introducción (sección 1):

2. La erosión del suelo: formas y procesos principales. Se caracterizan los diferentes tipos de erosión hídrica.

3. Estudios sobre la erosión en flujos concentrados. Se resumen los resultados experimentales más relevantes sobre procesos de erosión y sedimentación por flujo concentrado en pequeños canales. Concretamente, se comentan y describen hallazgos obtenidos por investigadores de (i) KULeuven, (ii) *Institut National de la Recherche Agronomique* (INRA, Francia) y (iii) Universidad Pública de Navarra (España) a lo largo de las dos últimas décadas.

4. Implicaciones de resultados

experimentales en los modelos de erosión. Considerando los resultados arriba destacados, se realiza un análisis crítico de los principales conceptos teóricos que sustentan los actuales modelos de erosión.

5. Conclusiones.

6. Otras lecturas. Se sugiere la lectura de algunas publicaciones recientes que, si bien no estarían directamente relacionadas con los temas específicos que aquí se tratan, pueden igualmente resultar de interés al lector del presente trabajo.

Al tratarse en este trabajo abundante y variada información, el manuscrito no sigue estrictamente la estructura clásica de un artículo de investigación –concretamente, no se presentan los ‘materiales y métodos’, ‘resultados’ y ‘discusión’ en sendas secciones–. En su lugar, el lector podrá advertir que en cada bloque temático –sección 3 y su subsecciones– se explica la correspondiente metodología seguida y los principales resultados alcanzados; mientras que la sección 4 sería equivalente, básicamente, al habitual apartado de ‘discusión’. Y todo esto, en un intento de facilitar la lectura del manuscrito; ya que, de otra manera, el texto hubiera resultado, probablemente, demasiado farragoso.

Cabe aclarar que la gran variedad de resultados y hallazgos de cada trabajo recogidos en esta –por razones de espacio– muy breve revisión, distan mucho de ser completos. Se recomienda al lector interesado recurrir a las publicaciones respectivas –oportunamente citadas– para mayores detalles y una exhaustiva discusión de los diferentes temas tratados.

2. La erosión de suelos: formas y procesos principales

Las formas clásicas de erosión hídrica son por flujo no concentrado o laminar y por flujo concentrado, reconociéndose en esta última a la erosión por surcos y por cárcavas (Figura 1) (Hutchinson y Pritchard, 1976); se distinguen, además, las cárcavas permanentes de las efímeras (Casalí *et al.*, 1999, Nachtergaele y Poesen, 1999; De Santisteban *et al.*, 2006; Poesen y Boardman, 2006). Por otro lado, se destaca la erosión por túnel, originada también por la acción de un flujo concentrado, pero a nivel sub-superficial (Figura 2) (Dunne, 1990; Faulkner, 2006; Wilson *et al.*, 2008; Desir y Marín, 2007; Echeverría *et al.*, 2007; Howard, 2008).

Se entiende por erosión laminar a la pérdida uniforme de finas capas de suelo debido a la acción de un flujo homogéneamente distribuido sobre el terreno (Hillel, 1998). Por sus características, este tipo de erosión es a menudo imperceptible, aunque se hayan registrado intensidades de pérdidas cercanas a las 49.000 kg ha⁻¹ año⁻¹ (Foster, 1986). No obstante, la erosión de tipo laminar es más una idealización que una realidad. Precisamente, los procesos de erosión raramente ocurren uniformemente sobre el terreno afectado. De hecho, el flujo erosivo, en su camino pendiente abajo, tiende rápidamente a concentrarse en canales o surcos, aunque normalmente poco manifiestos en sus orígenes.

La erosión por surcos (Figura 1) se produce en forma de numerosos canales de pocos centímetros de profundidad, distribuidos uniformemente y al azar sobre terrenos en pendiente y que pueden ser fácilmente obliterados por el laboreo convencional (Hutchinson y Pritchard, 1976). La erosión por surcos se da principalmente en suelos agrícolas, de ahí que también es frecuente que, en lugar de desarrollarse siguiendo un patrón dendrítico (Figura 1A) y, como se acaba de mencionar, aleatorio, lo hagan en cambio siguiendo las marcas en el terreno dejadas por el laboreo (Figura 1B). En este último caso, los surcos se desarrollan en forma más o menos paralela, uniformemente espaciados y desconectados entre sí (Foster, 1986). Este espaciado regular ocurre principalmente en surcos formados sobre materiales homogéneos (ej., Schumm, 1956). Los surcos de erosión pueden, al incrementar su tamaño, dar lugar eventualmente, a la formación de cárcavas (permanentes).

Las cárcavas permanentes (Figura 2A) son canales de erosión demasiado grandes (de entre 0,5 a 25-30 m de profundidad) para ser eliminados por el laboreo convencional, de ahí su carácter 'permanente'. Este tipo de cárcavas suelen desarrollarse siguiendo un diseño dendriforme

a lo largo de cursos naturales de agua (Foster, 1986). Con respecto a las cárcavas efímeras, generalmente intermedias en tamaño entre un surco y una cárcava permanente, comienzan a reconocerse como una clase particular de erosión por flujo concentrado a partir de la década del 80, del pasado siglo. En esa época, científicos norteamericanos advierten que al considerarse sólo la erosión por surcos y cárcavas permanentes, un importante proceso y fuente de sedimento estaba siendo obviado (Foster, 1986; Gordon *et al.*, 2007). Las cárcavas efímeras, generalmente también de trazado dendrítico, son, al igual que los surcos, lo suficientemente pequeñas como para poder ser eliminadas por el laboreo convencional, de ahí su calificación de 'efímeras'. Pero, al volver a formarse, y contrariamente a lo observado en surcos, lo hacen siempre aproximadamente en el mismo lugar (Figura 1C). Sin embargo, Poesen *et al.* (2003), observaron cárcavas efímeras siguiendo marcas lineales del terreno, tal como suele ocurrir en surcos.

Hasta aquí, la diferencia entre cárcava efímera y surco es poco precisa. La principal diferencia entre ambos tipos de canales suele establecerse a través del menor tamaño de los surcos. Es así que, basándose en trabajos de Hauge (1977), Poesen *et al.* (1993) establecen como umbral de separación una sección transversal crítica de 0,0929 m². Otros proponen como umbrales críticos un ancho y profundidad mínimos de 0,3 m y 0,6 m, respectivamente (Brice, 1966); o bien sólo una profundidad mínima de 0,5 m (Imenson y Kwaad, 1980). Una distinción más precisa entre surco y cárcava efímera que prescinde del uso de valores morfológicos arbitrarios, establece que las cárcavas efímeras se forman en la vaguada que configura la confluencia de dos laderas opuestas (Figura 1C), mientras que los surcos ocurren enteramente sobre una única ladera (Figura 1A) (Casalí *et al.*, 1999). Esto condice con el carácter aleatorio y variable, de



Figura 1 A: surcos con un patrón dendrítico. B: surcos rectilíneos siguiendo marcas del laboreo. C: cárcava efímera desarrollada sobre una vaguada.

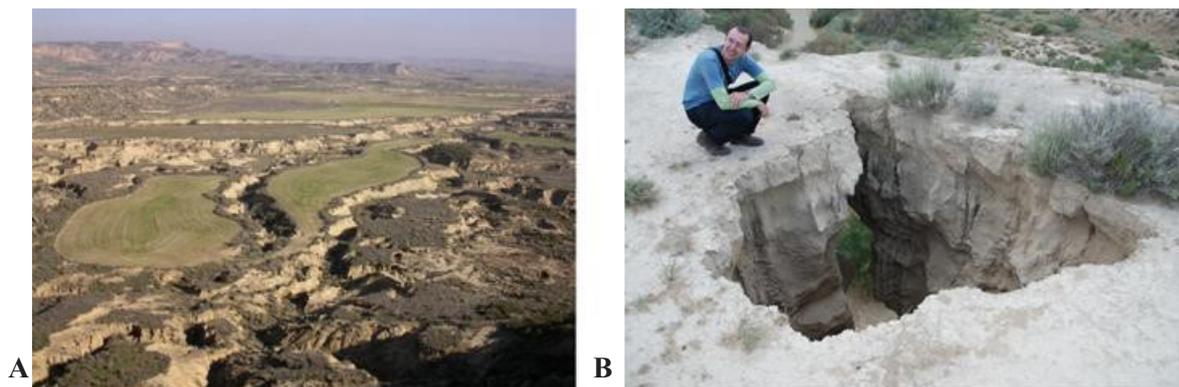


Figura 2. A: cárcavas permanentes próximas a un badland. B: impresionante ejemplo de erosión por túnel (*piping*). Bardenas Reales de Navarra, España.

un episodio de lluvia a otro, con que los surcos se localizan en una misma ladera pues su formación va a estar supeditada a la alta variabilidad espacial de factores intrínsecos del suelo (estabilidad estructural, conductividad hidráulica, etc.), como también del laboreo. Por otro lado, y por el contrario, la ubicación sobre el terreno de una cárcava efímera va a depender principalmente de factores topográficos que dirigen la trayectoria de la escorrentía, dando lugar a la formación de este tipo de cárcava en los lugares previstos.

No obstante, la distinción entre surcos y cárcavas efímeras sería todavía imprecisa frente a la ya mencionada situación en que ambos tipos de canales de erosión se formaran siguiendo marcas en el terreno de carácter antrópico. En este caso, la diferenciación tendría que hacerse por tamaño a través del uso de umbrales morfológicos arbitrarios (ver arriba).

En un futuro se estima que podría plantearse una objetiva distinción entre surco y cárcava efímera teniendo en cuenta un posible comportamiento hidráulico-erosivo particular de cada caso. La abundante investigación que aquí se mostrará podría, tal vez, contribuir a dar fundamentos a esta clasificación.

3. Estudios sobre la erosión en flujos concentrados

Los canales de erosión formados por flujos concentrados se consideran los principales productores de sedimentos, y, por tanto, los principales causantes de pérdida de suelo (Cerdan *et al.*, 2002). Poesen *et al.* (2003) demostraron que la pérdida de suelo a nivel de cuenca debida a la erosión por cárcavas efímeras varía entre el 10 % y el 94 %, y entre

el 50 % y el 80 % en los ambientes semiáridos.

Se han propuesto diversos modelos –aplicables indistintamente tanto a surcos como a cárcavas– que describen el desprendimiento de sedimentos. Estos modelos suelen basarse, a su vez, en relaciones hidráulicas propias de ríos o grandes canales. Sin embargo, existen similitudes y discrepancias entre el comportamiento del flujo y el desprendimiento/transporte de sedimentos en ríos (o cárcavas) y surcos.

Los surcos son pequeños canales de pronunciada pendiente con una profundidad del agua del orden de milímetros o pocos centímetros; es decir, valores similares a la amplitud (eje vertical) de las (macro)-formas de su cauce. En flujos tan someros el efecto de la morfología o rugosidad del lecho en la hidráulica del flujo resulta significativo (Lei *et al.*, 1998). En los surcos, además, el proceso erosivo es intenso, con lo cual la morfología de estos canales de erosión evoluciona rápidamente, en relativamente poco tiempo. Por el contrario, en canales de mayor tamaño como los ríos aluviales o cárcavas, la profundidad del agua es considerablemente superior a la rugosidad de su cauce; y su evolución morfológica es relativamente lenta. Surge por tanto el siguiente cuestionamiento: ¿en qué medida aquellos conceptos que fueron concebidos para describir el comportamiento de ríos o canales de gran tamaño pueden directamente aplicarse, con igual fiabilidad, a pequeños canales de erosión (surcos)?

Nuestro conocimiento sobre los factores que controlan tanto la hidráulica como la dinámica de sedimentos en surcos de erosión dista de ser completo. Esto es así no por carencia de

investigación en la materia; por el contrario, existen numerosos estudios ya sea sobre transportes de sedimentos o sobre la hidráulica de canales de erosión. Pero hay una gran carencia de trabajos con visión integradora; es decir, que contemplen la interrelación entre la hidráulica de la escorrentía con su poder erosivo. Para subsanar en alguna medida esta limitación se han desarrollado diversos trabajos experimentales estrechamente relacionados entre sí; aunque cada uno con objetivos específicos. Los objetivos y principales resultados de estos trabajos se destacan a continuación, de manera sucinta.

3.1. Interacción rugosidad-flujo en surcos: velocidad media de la corriente

La velocidad media del flujo es una variable fundamental en los modelos de predicción de la capacidad de desprendimiento y transporte de materiales por parte del flujo concentrado (Di Stefano *et al.*, 2021; Nicosia *et al.*, 2021). Sin embargo, entre 1984 y 2022, sólo se registran 0,4 publicaciones/año sobre predicción de la velocidad de flujo; aunque este ratio es de 2,2 publicaciones/año si solamente tenemos en cuenta la última década (Di Stefano *et al.*, 2022).

Govers (1992) intuye que esta interrelación entre la rugosidad del cauce en surcos de erosión y el flujo circulante condiciona de manera significativa el proceso erosivo. Este autor observó que la velocidad promedio del flujo en surcos era independiente tanto del grado de la pendiente media del canal como de la erosionabilidad del suelo afectado (ec. 1, Figura 3).

$$V = 3,52 Q^{0,29} \quad (1)$$

Donde, V: velocidad media del flujo (m s^{-1}); Q: caudal ($\text{m}^3 \text{h}^{-1}$).

Las observaciones de Govers fueron posteriormente corroboradas por otros investigadores (por ejemplo, Nearing *et al.*, 1997, 1999; Takken *et al.*, 1998; Di Stefano *et al.*, 2018, 2019). Govers asume que esto ocurría debido a que, por un lado, incrementos en la pendiente generaban mayor rugosidad del cauce lo que contrarrestaba la esperada tendencia de la velocidad a aumentar (Figura 3). Y, por otro lado, a medida que el suelo era menos erosionable, su cauce se tornaba más rugoso, pero a su vez más estrecho y profundo (baja relación ancho/profundidad). Con lo cual –nuevamente en este caso– concurrían efectos contrapuestos que daban lugar a que la velocidad promedio del flujo mantuviese valores aproximadamente constantes (Figura 3).

Con el fin de validar esta hipótesis, Giménez y Govers (2001) crearon en laboratorio una amplia colección de pequeños canales de erosión combinando diferentes (i) caudales, (ii) pendiente del canal y (iii) tipo de suelo (Figura 4A). Cabe destacar que el diseño experimental permitía que el flujo erosionara el suelo libremente, dando lugar a un canal de erosión de características muy similares a las que cabría encontrar en la naturaleza. A lo largo de cada experimento se midieron una serie de parámetros como por ejemplo la velocidad media del flujo (método del colorante), profundidad del agua, carga de sedimento. Además, se realizó una detallada caracterización morfológica del canal a partir de un escaneo láser.

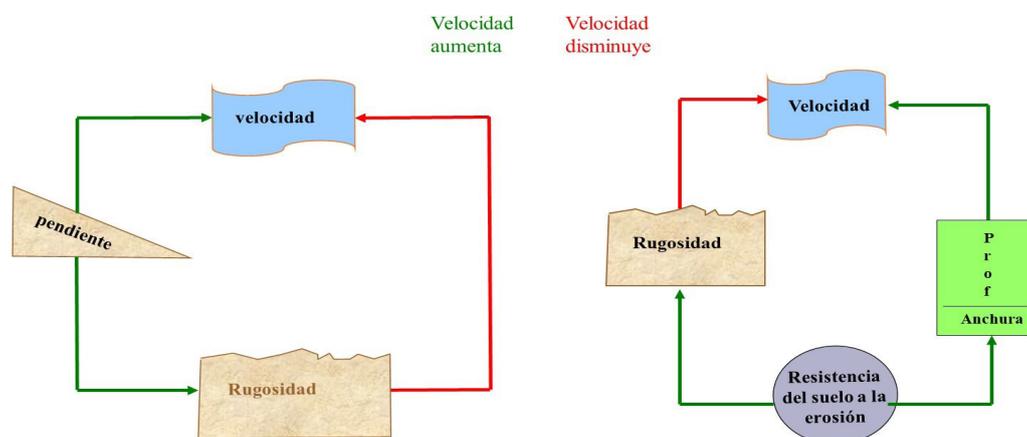


Figura 3. Diagrama que resume la hipótesis de Govers (1992) sobre los factores que influyen la velocidad del flujo en surcos de erosión (ver explicación en el texto).

Similares experimentos se llevaron a cabo en surcos cuyos cauces se recubrían previamente con una fina película de pegamento de tal manera de evitar la acción erosiva de la corriente (Figura 4B).

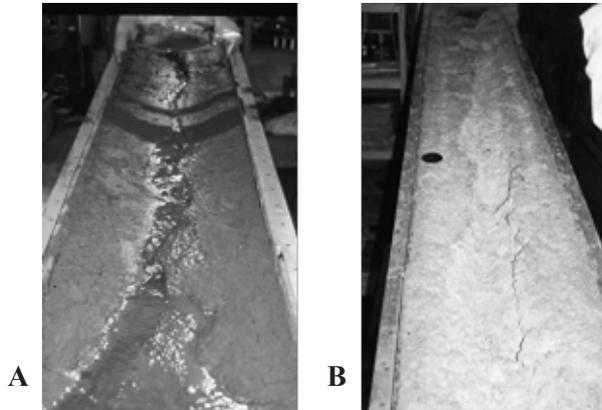


Figura 4. A: surco desarrollado en suelo desnudo: surco erosionable. B: surco recubierto con una fina capa de pegamento impermeable: surco no erosionable.

Se confirmó que la velocidad del flujo concentrado era, efectivamente, dependiente sólo del caudal y no de la pendiente (Figura 5). Este hallazgo fue confirmado en diferentes tipos de suelos mediante sendos experimentos.

Se determinó que este fenómeno se debía a la fuerte interacción que se establecía entre la hidráulica y la morfología del canal de erosión. Así, incrementos en la pendiente generaron marcados aumentos tanto en la amplitud como en la frecuencia de la macro-rugosidad y, por ende, en la fricción en el cauce del surco (Figura 6). Precisamente, en aquellos experimentos llevados a cabo en surcos no erosionables –y

donde por tanto la interacción flujo-cauce se anulaba– la velocidad era función tanto del caudal como de la pendiente (Figura 7).

Por otro lado, se infiere que el uso de ecuaciones como la de Manning, donde se asume un valor constante de rugosidad hidráulica, sería cuestionable (Figura 8).

La interacción hidráulica-morfología del cauce llevaría, además, a mantener un valor constante en el número de Froude (dato no mostrado); al igual que lo observado por Grant (1997) en canales aluviales de gran pendiente (para más detalles y discusión al respecto, ver Giménez y Govers, 2001)

3.2. Interacción rugosidad-flujo en surcos: efecto de la morfología del cauce

La capacidad erosiva de la escorrentía suele estudiarse con muestras pequeñas de suelo, de geometría invariable y superficie lisa (Figura 9), y sus resultados utilizados para predecir la erosión en surcos. Sin embargo, en éstos, la interacción morfología del surco-hidráulica del flujo, mencionada en el anterior apartado (3.1), genera una superficie con macro-formas (ver ejemplo en Figura 6) en las cuales se disipa gran parte de la energía del flujo. De ahí que esta extrapolación de información, genera suspicacias. Es así que Giménez y Govers (2002) llevaron a cabo diversos experimentos con el fin de evaluar si la interrelación morfología del surco-hidráulica del flujo se vería afectada por la topografía del cauce; y determinar la existencia de parámetros hidráulicos que pudieran ser utilizados en la

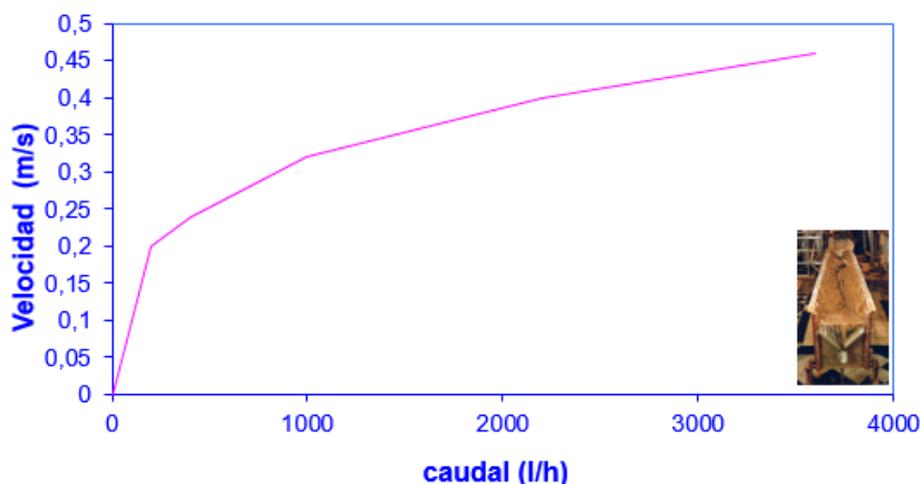


Figura 5. Velocidad del flujo en surcos de erosión –valores promedios de 4 pendientes: 3°, 5°, 8° y 12°– desarrollados en un suelo franco limoso, a diferentes valores de caudal.

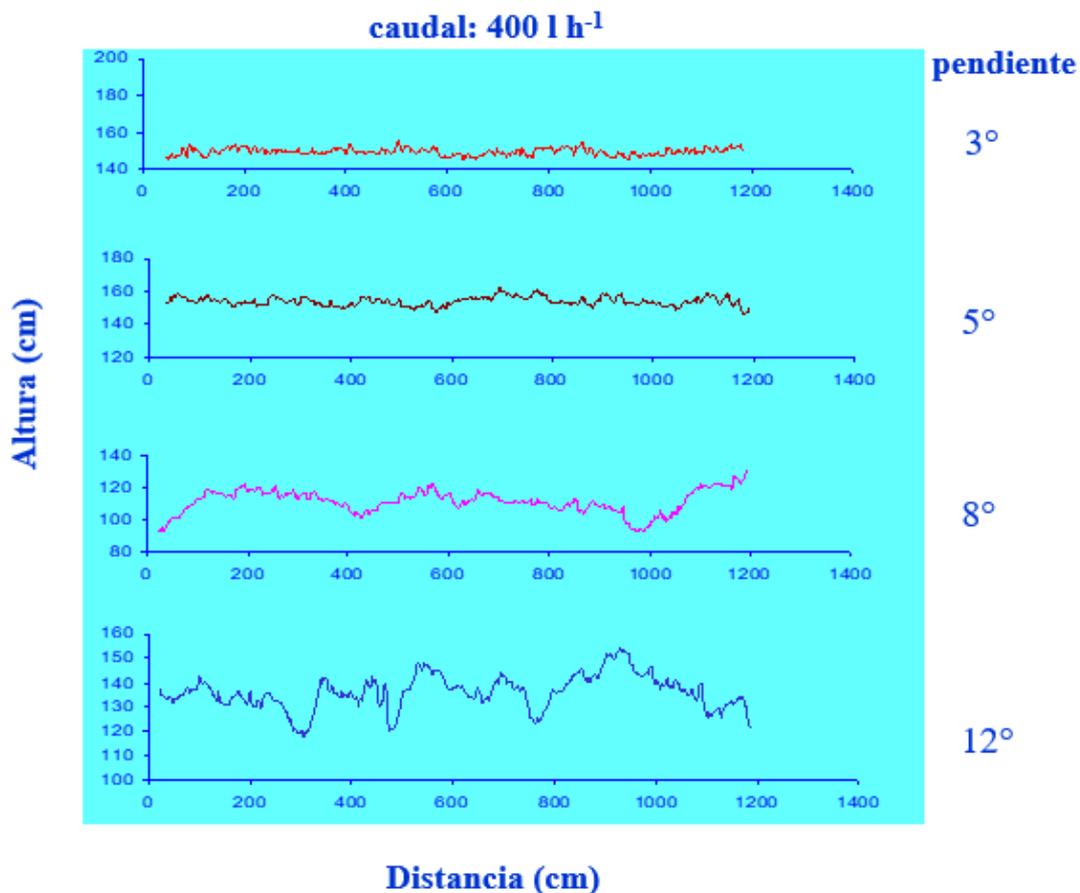


Figura 6. Perfiles altitudinales de surcos de erosión obtenidos a caudales de 400 L/h y 1000 L/h y con 4 diferentes pendientes, 3°, 5°, 8° y 12°.

estimación de la capacidad erosiva de la corriente, independientemente del tipo de superficie del cauce.

Con tal fin, se llevaron a cabo dos tipos de experimentos. En una primera parte, se generaron surcos bajo diferentes combinaciones de caudal y pendiente en muestras lo suficientemente grandes como para permitir la libre (por ejemplo, sin efecto borde) formación del correspondiente surco (ver Figura 4A). En una segunda etapa, se reprodujeron las mismas condiciones de experimentación – caudal y pendiente– pero utilizando muestras pequeñas de suelos (idénticos a los usados anteriormente) y de superficie lisa (Figura 9).

Se determinó –en distintos tipos de suelos– que, a diferencia de lo que comúnmente se asume en surcos, la capacidad de desprendimiento y de transporte de material por parte del flujo está controlada por distintas variables hidráulicas. Asimismo, se comprobó que una serie de variables hidráulicas podían ser buenos predictores de la intensidad de erosión; pero con aplicación específica para cada tipo de geometría de cauce

(liso y con macro-formas). Sin embargo, se logró definir un modelo simple de estimación de la erosión (ec. 2 y ec. 4), aplicable a diferentes geometrías de cauce (Giménez y Govers, 2002).

$$\Gamma = \rho g A S \tag{2}$$

$$A = 0,34 Q^{0,732} \text{ (Govers, 1992)} \tag{3}$$

$$\Gamma = \rho g (0,34 Q^{0,732}) S \tag{4}$$

Donde, Γ : *unit length shear force*, ρ : densidad del agua (kg m^{-3}), g : aceleración gravitatoria (m s^{-2}), A : área de la sección transversal del canal, Q : caudal ($\text{m}^3 \text{ h}^{-1}$), S : pendiente (grados).

Por último, se destaca que –en contraposición al modelo propuesto por Foster y Meyer (1972), ver sección 4.2– no se encontró una clara relación entre la capacidad de desprendimiento de material por parte del flujo con la carga de sedimento del mismo.

Para mayores detalles y una amplia discusión sobre este tema, especialmente sobre los modelos de predicción de la tasa de erosión del flujo concentrado en surcos, ver Giménez y Govers (2002).

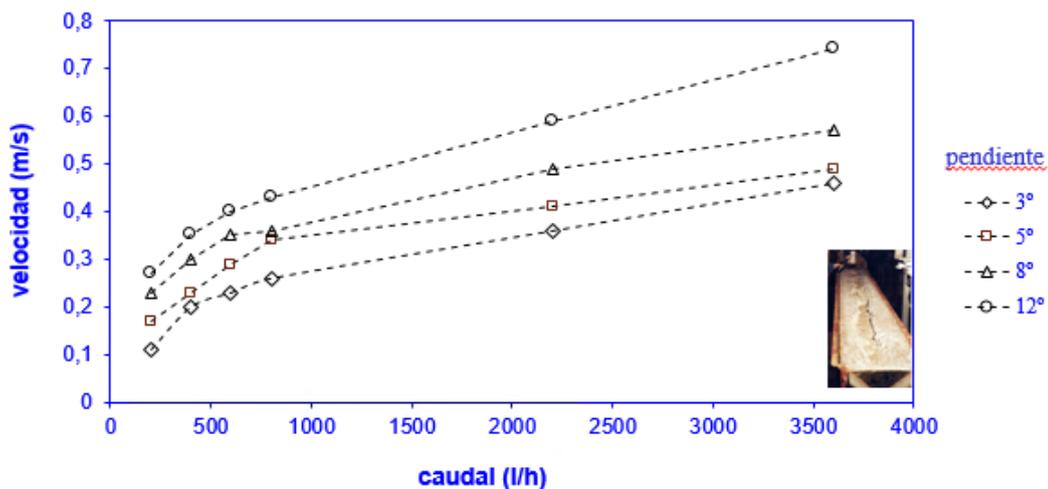


Figura 7. Velocidad promedio del flujo en surcos no erosionables a diferentes valores de caudal y pendiente.

3.3. Interacción rugosidad-flujo en surcos: perfiles de velocidad

El conocimiento de la dinámica de la erosión en surco se ve limitada, en gran parte, por la falta de información detallada sobre los diferentes valores de la velocidad a lo largo del canal; esto debido a la dificultad en utilizar instrumental de precisión en canales pequeños y flujos someros. De ahí que los investigadores suelen recurrir, al modelizar el fenómeno de la erosión, a valores promedios de velocidad de flujo; ya sea, estimados o bien medidos pero con cierta imprecisión.

Giménez *et al.* (2004) llevaron a cabo una inédita y novedosa experimentación en un surco de erosión –con su superficie impermeabilizada– con la ayuda de un pequeño medidor de velocidad (basado en el efecto Doppler, Figura 10) (SonTek, 1997) para determinar con gran precisión la variación de la velocidad del flujo a lo largo del surco (Figura 11), y su relación con la morfología del mismo. Esta experimentación sirvió principalmente para poner a prueba una hipótesis de trabajo que explicaría, en parte, el fenómeno de interacción morfología del cauce-hidráulica del flujo en surcos de erosión, mencionado anteriormente.

Hipótesis. En un estado incipiente de formación, el surco presenta un cauce plano y un flujo supercrítico. Este flujo va erosionando localmente la superficie, originando a lo largo del cauce, depresiones dentro de las cuales este flujo pierde energía (disipada en el proceso erosivo) transformándose así en subcrítico. De tal manera que el flujo va ajustando su propio cauce generando una sucesión de secciones planas (flujo

supercrítico) y depresiones (flujo subcrítico).

Se confirmó que existe una fuerte y clara interrelación entre el comportamiento del flujo y la topografía del canal. Sin embargo, los resultados indicaron que la hidráulica que caracteriza un flujo de erosión era mucho más compleja que la prevista en la hipótesis, especialmente dentro de las depresiones del cauce. En pocas palabras, en los tramos planos del cauce (*steps*) el flujo era unidireccional, acelerándose rápidamente hasta alcanzar un valor umbral del número de Froude (F_n) (Figura 12) momento en el cual se producía un salto hidráulico que llevaba a la formación de una depresión (*pool*).

Dentro de cada *pool* el flujo era multidireccional y complejo (Giménez *et al.*, 2004) (Figura 11 y 13). Dentro del *pool* se produce una gran disipación de energía de forma similar a lo que ocurre dentro de una *drop structure* (Chanson, 1999, 2001). Esta disipación de energía se produce principalmente en el centro del *pool* por acción de un salto hidráulico; lo cual explica que, en su desarrollo, un *pool* tiende a aumentar su tamaño expandiéndose verticalmente más que horizontalmente o por retroceso de su pared aguas arriba (Giménez *et al.*, 2004).

Esta nueva perspectiva en la caracterización de pequeños canales de erosión, que supone reconocer la formación de macroformas –alternancia de *steps* y *pools*– frente a la compleja interrelación entre la dinámica del flujo y la morfología del cauce, comienza a ser reconocida en la literatura; especialmente en los últimos años. Por ejemplo, Han *et al.*, (2021) investigaron en laboratorio los mecanismos físicos de la erosión en surcos,

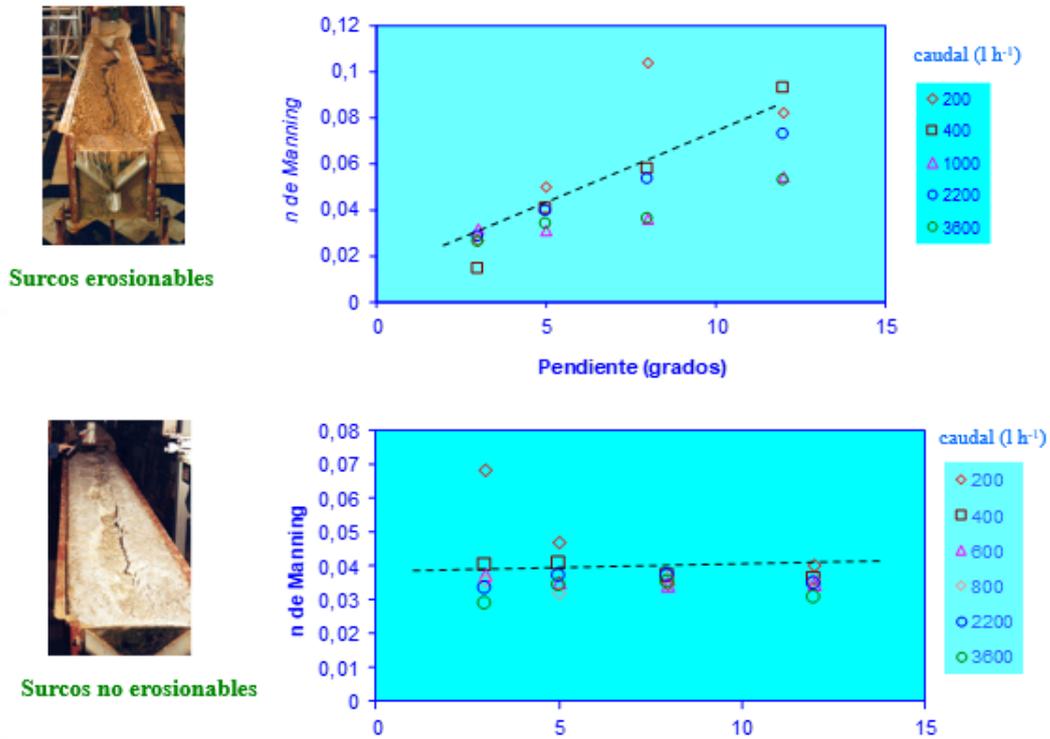


Figura 8. Valores de rugosidad, n de Manning, en surcos erosionables y no erosionables –en suelo franco limoso– a diferentes valores de caudal y pendiente. Se observa que el parámetro de rugosidad n se mantiene aproximadamente constante sólo en surcos no erosionables (ver explicación en el texto).

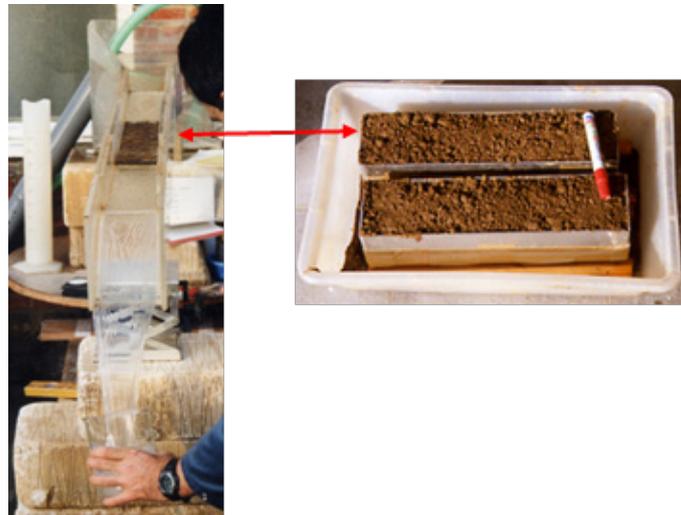


Figura 9. Experimentos de erosión de suelos con muestras pequeñas, de geometría invariable y superficie lisa.

destacando la importancia de esta interrelación en la dinámica del flujo, y por tanto, en el proceso erosivo. Similares observaciones realizaron Zhang *et al.* (2016) y Zhao *et al.* (2017). Deng *et al.* (2020) llevaron a cabo experimentos en campo en surcos de erosión con el propósito de caracterizar detalladamente las unidades *step-pool* presentes y analizar su evolución espacio-temporal. Los autores concluyen que la dinámica del fenómeno es muy compleja y que se necesita

más investigación al respecto. Athanasios *et al.* (2010) desarrollaron un prometedor modelo morfodinámico unidimensional aplicable a surcos de erosión que considera la existencia de unidades *step-pool* a lo largo del canal. En la validación de dicho modelo se utilizó la base de datos de Giménez *et al.* (2004), especialmente el perfil de elevación longitudinal del surco de erosión (ver Fig. 2 en Giménez *et al.*, 2004).

Para una más amplia y detallada discusión sobre

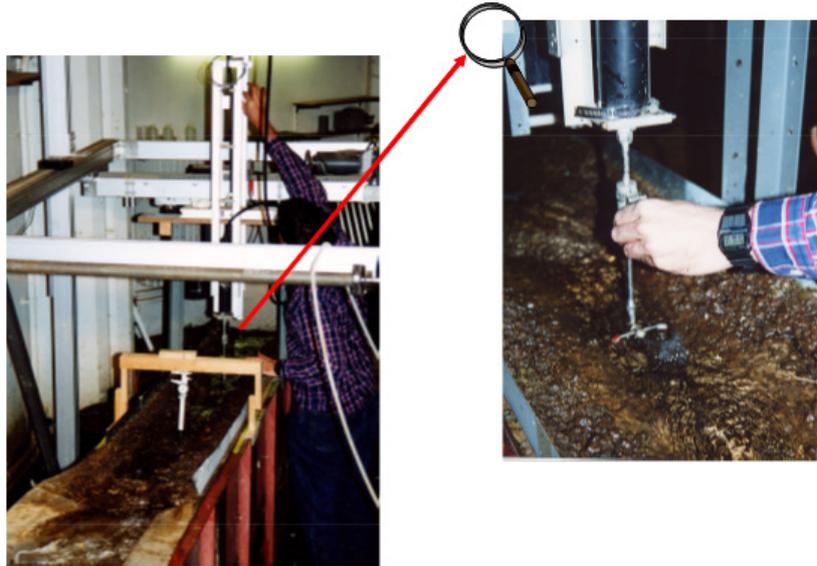


Figura 10. Medidor Doppler de la velocidad de flujo ubicado en un surco de erosión con su superficie tratada con resina impermeabilizante.

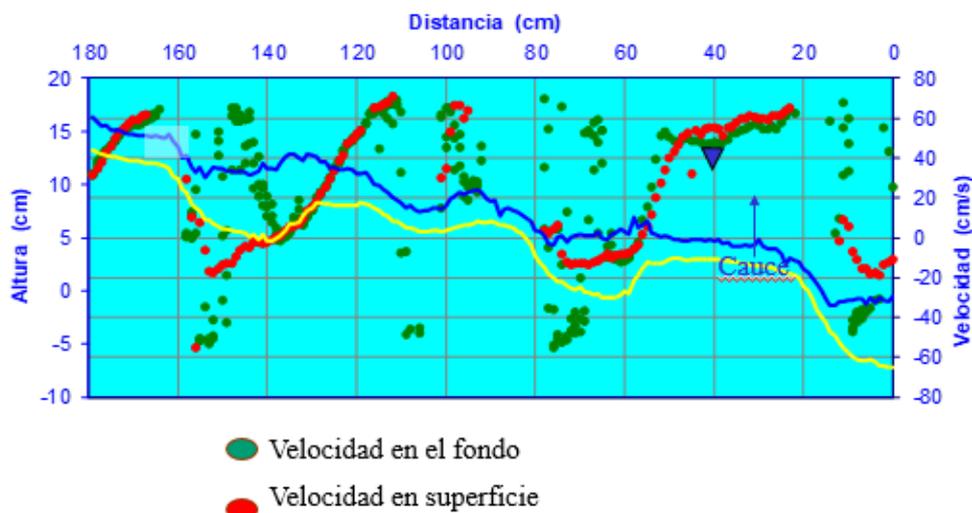


Figura 11. Valores de velocidad de flujo a lo largo del surco experimental. Valores positivos y negativos de velocidad indican, flujo aguas abajo y flujo aguas arriba, respectivamente.

el comportamiento hidráulico –especialmente del gradiente de energía y disipación de la misma– en un surco de erosión, ver Giménez y Govers (2004).

3.4. Interacción rugosidad-flujo en surcos: efecto de residuos vegetales en el cauce

Una de las prácticas de mitigación de la erosión del suelo consiste en mantener al menos un 30 % de su superficie cubierta con residuos vegetales (Blanco-Sepúlveda *et al.*, 2021). Es así que es frecuente que las técnicas de conservación del suelo contemplen dejar (semi)incorporado sobre el mismo los residuos de la cosecha del año anterior (Yang *et al.* 2022).

Se recuerda que toda la experimentación tratada en las secciones precedentes, en sus diferentes modalidades, se desarrolló en suelos desnudos. Sin embargo, la hidráulica en surcos y, consecuentemente la capacidad erosiva de su flujo concentrado se vería afectada por la presencia de residuos vegetales; situación muy frecuente en suelos agrícolas. Concretamente, la velocidad del flujo disminuye debido al esfuerzo cortante extra generado por estos residuos (Foster *et al.*, 1982; Gilley *et al.*, 1987; Govers *et al.*, 2000; Ma *et al.*, 2022).

Giménez y Govers (2008) se proponen entonces investigar en qué medida la interrelación entre la forma del cauce y la hidráulica del flujo –estudiada

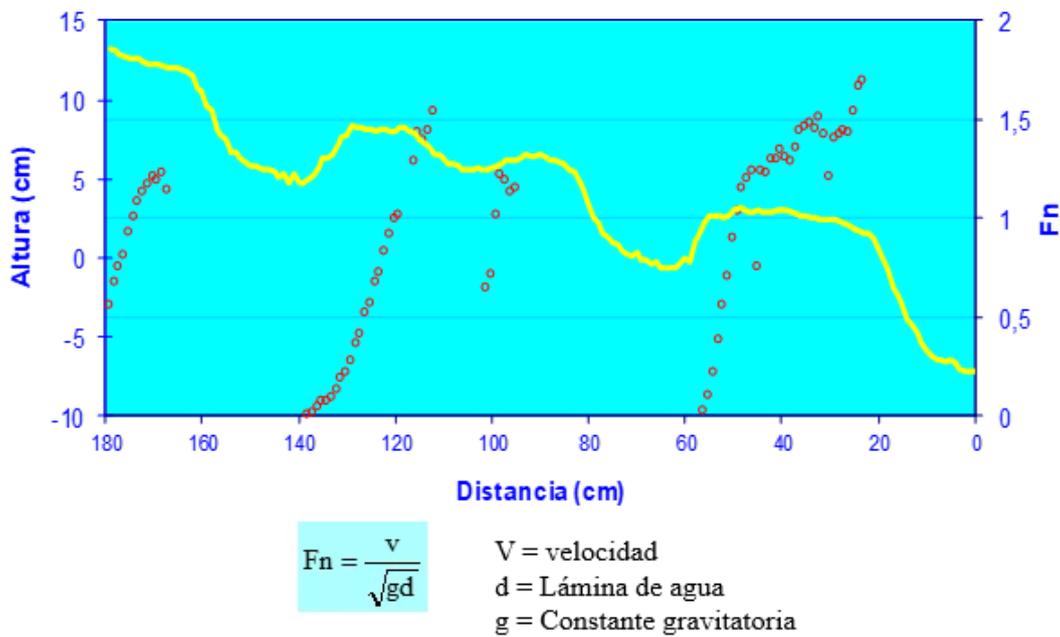


Figura 12. Valores del número de Froude (Fn) a lo largo de un surco experimental. Valores de Fn son indefinidos dentro de los pools.

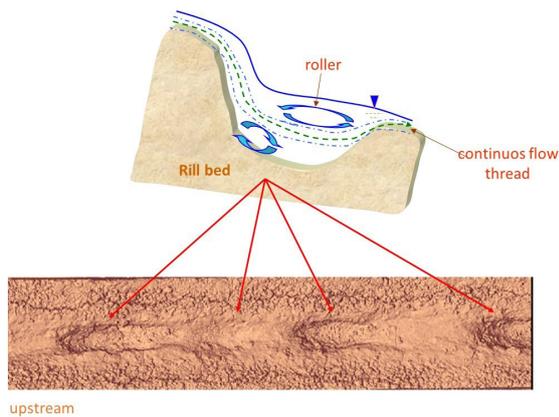


Figura 13. Esquema simplificado de la hidráulica dentro de un pool (concavidad en el cauce). Las flechas indican el sentido de rotación de remolinos de agua. Entre ambos remolinos se observa una línea de corriente (línea discontinua) positiva – dirección aguas abajo– entre ambos. Abajo se muestra una vista de planta de un surco donde se observan diferentes pools (Giménez, 2003).

exhaustivamente en suelos sin cobertura, ver arriba– se vería modificada por la presencia de residuos vegetales en superficie; y principalmente cómo esta circunstancia afectaría la modelización del fenómeno erosivo. Giménez y Govers (2008) llevaron a cabo experimentos en laboratorio similares a los realizados en suelo desnudo, pero con distinto grado de cobertura de rastrojo, semi-incorporado en superficie (ver ejemplo en Figura 14).

Como era de esperar, la fuerza cortante por unidad de longitud (*unit length shear force*, ec. 2) resultó un mal predictor de la erosión en los tratamientos con suelo cubierto ya que gran parte de esta fuerza, como se acaba de mencionar, se disipaba en los residuos vegetales. Ante esta circunstancia, Giménez y Govers (2008) proponen una nueva variable explicativa de la erosión: *effective unit length shear force*, Γ_e (ec. 5) teniendo en cuenta formulaciones de Foster *et al.* (1982) y Laursen (1958). La determinación de Γ_e se basó en el recálculo del área mojada de la sección transversal del canal (A_c , ec. 6) mediante análisis de regresión no lineal aplicado a una extensa base de datos de surcos formados en suelo desnudo (Giménez y Govers, 2008). Para el cálculo de A_c , se requiere conocer la velocidad media del flujo, v ($m s^{-1}$).

$$\Gamma_e = \rho g A_c S \tag{5}$$

$$A_c = 0.0045 v^{1.304} \tag{6}$$

El modelo propuesto (ec. 5) fue satisfactoriamente validado por Giménez y Govers (2008) utilizando una amplia base de datos de suelos contrastantes, diferente a la usada para definir dicho modelo. Esto sugiere que Γ_e podría aplicarse en un amplio rango de condiciones de suelo.

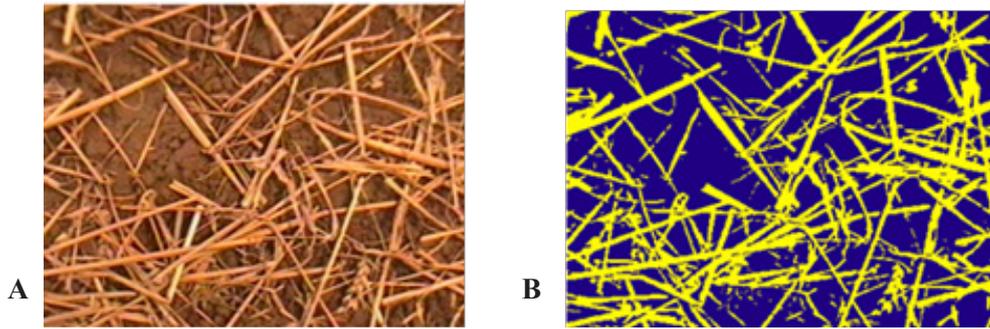


Figura 14. A: Fotografía de un suelo (ca. 400 cm²) cubierto parcialmente con paja de trigo. B: la misma imagen tras ser transformada en una del tipo binaria mediante un tratamiento de imágenes.

3.5. Efecto de la topografía en el transporte de sedimentos en surcos

La capacidad erosiva de la escorrentía se ve afectada por la carga de sedimento en suspensión (Por ejemplo, Foster y Meyer, 1972; Merten *et al.*, 2001): básicamente, a mayor cantidad de sedimento transportado, menor poder erosivo del flujo. Sin embargo, este fenómeno no se conoce cabalmente; menos aún en condiciones de flujo concentrado en surcos. Además de su poder erosivo, la capacidad de transporte del flujo en surcos es un tema relevante en fenómenos como la exportación de sedimentos a nivel de parcela y cuencas y, por tanto, en su efecto no local o a distancia.

Sabemos que, luego de su formación, un surco puede permanecer meses en el campo –hasta su borrado por el laboreo– pero recibiendo, normalmente, caudales inferiores al que le dio origen (He *et al.*, 2018). Durante este período, la capacidad del flujo para transportar materiales, especialmente agregados de suelo, es incierta. Giménez *et al.* (2007) se propusieron como objetivo evaluar la capacidad del flujo para transportar materiales gruesos (agregados de suelo) con bajo caudal (inferior al que originó el canal de erosión), y analizar la influencia de las típicas macroformas del cauce en dicho transporte. Para tal fin, en una novedosa y compleja experimentación, construyeron una réplica exacta –tanto en sus macro como microformas– de un surco (Figura 15A) utilizando un material resistente a la erosión (Figura 15B). Sobre este surco se realizaron experimentos para evaluar la capacidad del flujo de transportar agregados de suelos de diferentes tamaños, previamente impermeabilizados para hacerlos resistentes a la acción del agua. Además, con el fin de poder evaluar en qué medida solamente las típicas macroformas o

macrorugosidad del surco condicionaban dicha capacidad de transporte, se construyó un segundo canal en el cual se reprodujo artificialmente una microrugosidad similar a la observada en la réplica del surco (Figura 15C). Y sobre este canal se llevaron a cabo los mismos experimentos ya citados.

Se determinó que el flujo concentrado en un surco es un importante agente de transporte de sedimentos pero sólo con caudales altos, similares a la que le dieron origen. A menores caudales o en fase de recesión del flujo, la capacidad de transporte del surco decrece notablemente, pudiendo llegar a funcionar más como zona de sedimentación que de erosión. Esto último está directamente relacionado a la brusca disminución de la velocidad del flujo observada a la salida de las depresiones (*pools*) presentes a lo largo del cauce (Figura 11). Por tanto el efecto de la morfología del canal –concretamente la presencia de macroformas conformadas por las unidades *step-pool*– en el proceso de transporte y sedimentación es más importante que el efecto debido al tamaño de las partículas transportadas; al menos en lo que atañe a la carga de fondo (*bedload*) (Nord *et al.*, 2009).

Teniendo en cuenta que las macroformas del cauce no son estáticas sino que evolucionan a medida que el surco se va desarrollando, He *et al.* (2018) llevaron a cabo experimentos para evaluar los cambios en la velocidad media del flujo a lo largo del proceso erosivo. Los autores observaron grandes cambios en la velocidad entre un surco en desarrollo y el mismo en equilibrio o estático. En esta última etapa la capacidad de transporte del flujo sería tan grande que los materiales erosionados se transportarían a lo largo del canal como si de una “tubería” [*sic*] se tratase (He *et al.*, 2018).

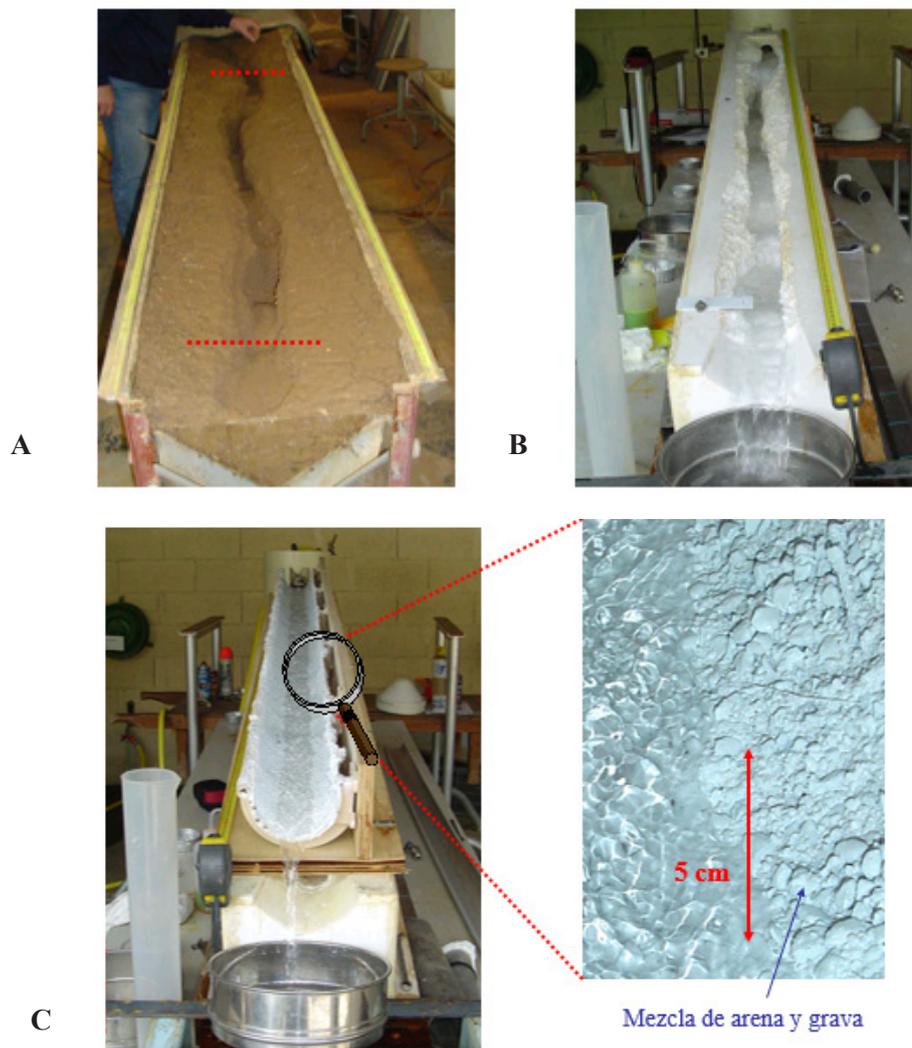


Figura 15. A: surco de erosión obtenido en laboratorio; B: réplica del mismo en material resistente a la erosión; C: canal con la misma microrugosidad presente en el surco A. La longitud aproximada del surco y del canal es de 2 m.

3.6. Patrón espacial de unidades *step-pool* en surcos de erosión: evaluación *in situ*

Los experimentos de Giménez y Govers (2001) y Giménez *et al.* (2004) sugieren que un surco de erosión se caracteriza por la alternancia entre concavidades (*pools*) y tramos planos (*steps*). Dentro de los *pools* se produce una importante disipación de energía que paulatinamente socava el suelo, agrandando dicho *pool*; esto continúa hasta que la tasa de erosión en los *pools* y *steps* vuelven a igualarse y el sistema alcanza un equilibrio: mecanismo de ajuste ‘vertical’ del cauce. En ríos aluviales con baja pendiente, las unidades *step-pool* presentes actúan también como disipadores de energía, dando lugar –en cambio– a un ajuste ‘horizontal’ o lateral del

cauce (Chin, 1989; Giménez *et al.*, 2016a, b). Al igual que en surcos, un ajuste vertical del cauce se daría también en ríos de montaña, donde cada unidad *step-pool* constituye un importante factor de resistencia hidráulica (Abrahams *et al.*, 1995; Chin, 2003; Curran y Wolh, 2003). Más aún, Abrahams *et al.* (1995) sostienen que los ríos de montaña evolucionan hasta alcanzar la máxima resistencia en su curso de agua; y esto se lograría cuando las unidades *step-pool* se encuentran regularmente espaciadas.

El primer paso hacia una cabal descripción de la hidráulica en surcos es la realización de una exhaustiva caracterización de la geometría del canal de erosión. Y estos surcos deberían ser lo suficientemente largos como para poder alojar un mínimo número de unidades *step-pool*, de

tal manera de poder analizar su arreglo espacial. Los experimentos llevados a cabo por Giménez y Govers (2001) no revelaron ninguna periodicidad en las macroformas de los surcos, lo cual podría deberse a la escasa longitud de los mismos (ca. 2 m). Por ejemplo, para poder analizar el patrón espacial de unidades *step-pool* en ríos de montaña, mediante análisis espectral aplicado a perfiles de elevación longitudinales, se necesitaría contar con un mínimo de 10-20 de estas unidades (Chin, 2002). Extrapolando esta información a surcos, y considerando la base de datos de surcos de Giménez y Govers (2001), se requerirían surcos de al menos 5 m de longitud para un correcto estudio del arreglo espacial de sus macroformas (unidades *step-pool*).

Es así que Giménez *et al.* (2019) se plantearon como objetivo evaluar *in situ* la geometría de surcos, con el fin último de determinar la disposición espacial de la macro rugosidad del cauce; y analizar el papel de la pendiente y de los factores asociados al desarrollo de estas macroformas. Los autores, llevaron a campo una serie de complejos experimentos de campo; concretamente en laderas, donde indujeron la formación de surcos –de entre 5 y 12 m de longitud– bajo diferentes combinaciones de pendiente y caudal. A partir de perfiles longitudinales de elevación obtenidos en cada surco –extraídos de modelos digitales del terreno de alta resolución, DEM– se identificaron unidades *step-pool* y se analizó el patrón de distribución espacial de estas macroformas. Para esto último se utilizaron diferentes (e innovadoras) técnicas. Se midieron además otros diversos parámetros básicos, como velocidad media del flujo, altura de la lámina de agua, etc. (Figura 16).

Identificación de unidades step-pool. La identificación de *pools* (como ‘sistemas hidráulicos’) a lo largo del cauce de los surcos es subjetivo (Zimmermann *et al.*, 2008). El problema radica en que estas depresiones no siempre están bien definidas y, por lo tanto, no siempre son evidentes a partir de observaciones visuales. Se aplicaron dos procedimientos para reconocer los *pools*: (i) mediante el uso de marcadores *ad hoc*; (ii) y a través del análisis del perfil longitudinal de elevación del surco, utilizando el algoritmo de identificación propuesto por Zimmermann *et al.* (2008). Ambos procedimientos se describen brevemente a continuación.

i. Uso de marcadores. Giménez *et al.* (2004) observaron que el flujo concentrado en un surco

presentaba una gran capacidad de transportar de sedimentos, incluyendo agregados del suelo (ver sección 3.5). Pero al reducir el caudal en un 70 % aproximadamente, la capacidad de transporte del flujo disminuía significativamente, dándose una importante deposición de agregados a lo largo del canal; principalmente dentro de los *pools*. A partir de esta observación Giménez *et al.* (2019) procedieron a identificar los *pools* presentes en cada surco experimental de la siguiente manera. Una vez que se alcanzaban las condiciones de equilibrio y se formaba un surco con un caudal específico, éste se reducía en un 70 % del valor original de formación; y a continuación se introducían sustitutos de agregados de suelo uniformemente a lo largo del canal. Posteriormente se interrumpía el flujo de agua y se registraban los sitios con agrupaciones de pseudo-agregados presentes a lo largo del surco: como se entenderá, se asumió que estos pseudo-agregados habrían quedado atrapados dentro de los *pools* a lo largo del canal de erosión. Se utilizaron garbanzos (*Cicer arietinum*) como sustitutos de agregados de suelo. La forma, tamaño y densidad de estas semillas era muy similar a las de los agregados de suelo.

ii. Uso de los perfiles longitudinales de elevación. Las unidades *step-pool* fueron identificadas a partir de perfiles longitudinales de elevación digitalizados a lo largo del eje central del canal, a partir del DEM correspondiente. En estos perfiles, las unidades de *step-pool* se identificaron de acuerdo a las reglas geométricas propuestas por Zimmermann *et al.* (2008). Para ello, era necesario conocer diferentes parámetros morfológicos (ej., altura y ancho del *pool*, longitud del *step*) (Figura 17). Los *pools* y *steps* eran identificados como tales sólo si cada uno de estos parámetros morfológicos se encontraba dentro de los valores de máxima y mínima, tal como lo proponían Zimmermann *et al.* (2008). Pero como los valores críticos propuestos por Zimmermann *et al.* (2008) son en realidad empíricos, basándose principalmente en la geometría de ríos, se determinaron nuevos valores para ser aplicados a surcos a partir de la base de datos de Giménez *et al.* (2004).

Cabe destacar que el algoritmo de Zimmermann *et al.* (2008) sólo detectaba la presencia de unidades *step-pool*, pero no permitía determinar si estas unidades presentaban alguna periodicidad. Por lo tanto, se aplicó un análisis espectral (transformación rápida de Fourier, FFT) y un

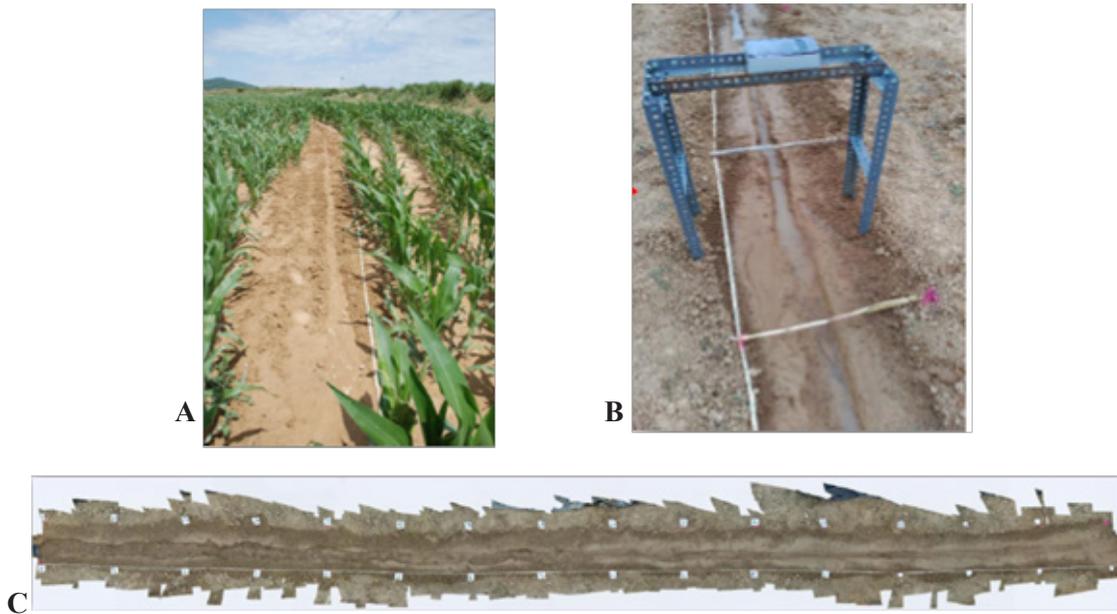


Figura 16. A: surco experimental de aproximadamente 12 m de longitud. B: sensor construido *ad hoc* para la medición de la profundidad del agua. C: ortofoto de un surco experimental de 15 m de longitud generado con un caudal de 2500 l/h y pendiente de 3 %; la línea de marcadores en ambos márgenes guardan una equidistancia de 1 m entre sí.

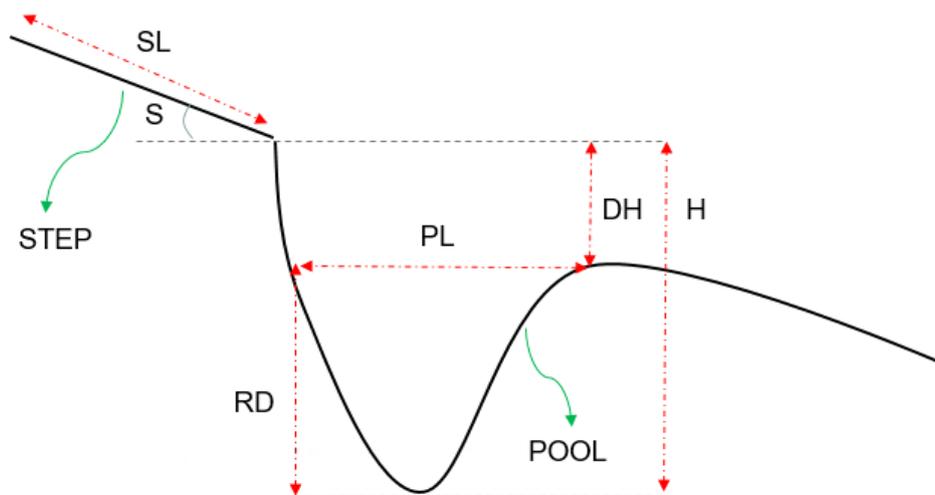


Figura 17: Esquema de un perfil longitudinal de un surco donde se muestran los parámetros utilizados en el algoritmo basado en reglas para caracterizar los *steps* y *pools* (según Zimmermann *et al.*, 2008). DH: Altura mínima de caída del *pool*; PL: Longitud del *pool*; RD: Profundidad residual mínima del *pool*; SL: Longitud mínima del *step*; H: Altura mínima del *pool*; S: Pendiente mínima del *step*.

diagnóstico de datos basado en métodos de series temporales no lineales (Huffaker *et al.*, 2016) para detectar la posible periodicidad en las macroformas a lo largo del perfil longitudinal de los surcos.

La identificación de unidades *step-pool* mediante las dos primeras técnicas citadas (uso de marcadores y algoritmo modificado de Zimmerman) resultó satisfactoria; aunque debido a determinadas limitaciones experimentales indicadas por Giménez *et al.* (2019) los resultados

no fueron concluyentes. Para una exhaustiva y detallada discusión sobre los resultados obtenidos y alcance de los mismos, ver Giménez *et al.* (2019).

El análisis FFT no reveló periodicidad en las macroformas. En cambio, la aplicación de la técnica presentada por Huffaker *et al.* (2016) reveló una incipiente periodicidad en el patrón de distribución de las unidades *step-pool* (Figura 18). Es así que el método de series temporales no lineales se presentaba como una herramienta

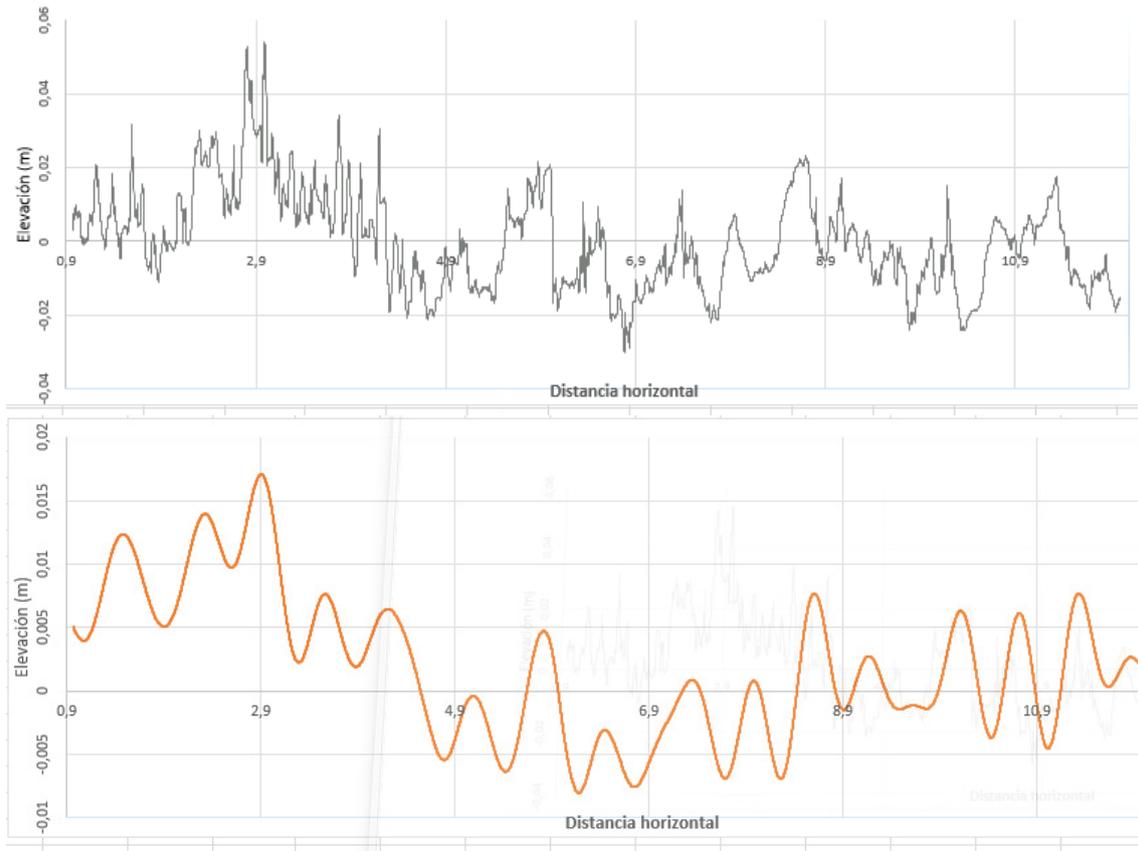


Figura 18. Ejemplo de análisis espectral de Huffaker *et al.* (2016) aplicado a un perfil longitudinal de elevación nivelado –sin pendiente– (línea azul) correspondiente al surco formado en pendiente de 15 % y caudal de $0,9 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. La técnica separó las series en valores de elevación (línea roja) y ruido (no se muestra). La señal explica el 15 % de la forma general del perfil longitudinal. La periodicidad de la señal está entre 0,6 y 1 m.

promisoria en la caracterización del arreglo espacial de macroformas en surcos de erosión; aunque requería más investigación para su óptima implementación (ver abajo, 3.7).

3.7. Evidencia de que la morfología de un surco se rige por una dinámica espacial no lineal emergente

Por todo lo expuesto hasta aquí, resulta evidente que la erosión por surco es consecuencia de un complejo fenómeno de interacción entre la hidráulica del flujo y la rugosidad del cauce; y que este mecanismo modifica la morfología del canal, conformándose una serie de unidades *step-pool* que autorregulan la capacidad de transporte de sedimentos. Pero la búsqueda de un claro patrón de distribución espacial o periodicidad de estas unidades hidráulicas a través del análisis de perfiles de elevación del cauce –normalmente muy irregulares– venía resultando poco satisfactoria.

Recientemente, Morgan *et al.* (2022) plantean como hipótesis que la sucesión de unidades

step-pool se rige por una dinámica no lineal-determinista, que explicaría las irregulares fluctuaciones observadas. Es así que pusieron a prueba esta hipótesis con un complejo análisis de series temporales no lineales con el fin de reconstruir, con ingeniería reversa, la dinámica espacial (*state-space dynamics*) de perfiles experimentales obtenidos *in situ* (Giménez *et al.*, 2019) y en laboratorio (Giménez y Govers, 2001). (Figura 19).

Los resultados proporcionaron evidencias experimentales de que la morfología del cauce de surcos de erosión es moldeada endógenamente por procesos internos no lineales hidrológicos y edáficos, en lugar de ser forzada estocásticamente (Figura 20). Además, se establece un punto de referencia que serviría para orientar la especificación y comprobación de nuevos marcos teóricos para la modelización de la morfología de surcos y de la erosión del suelo. Por último, se aplica aprendizaje automático de redes neuronales de eco estado para simular la dinámica reconstruida de la morfología de un surco, de modo que el desarrollo

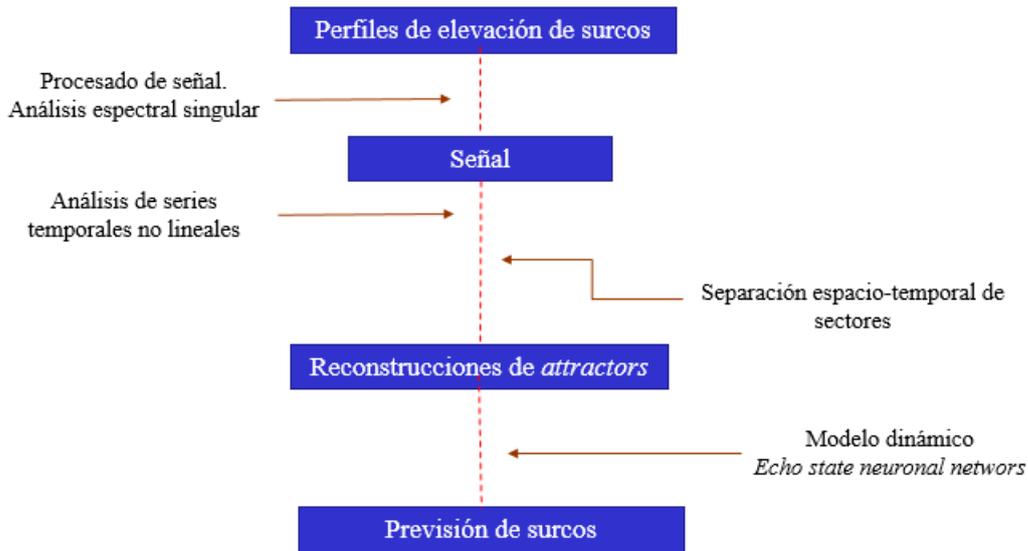


Figura 19. Diagrama de flujo para reconstruir la dinámica espacial en perfiles experimentales de surcos de erosión (basado en Morgan *et al.*, 2022).

morfológico pueda predecirse fuera del rango de muestreo (extrapolación). Estos hallazgos resultan muy interesantes y promisorios ya que permiten ver de manera más clara el complejo arreglo espacial de las unidades *step-pool* en surcos y su dinámica; sin embargo, se necesita más investigación para un cabal entendimiento de este fenómeno.

3.8. Analogías entre la hidráulica en surcos y la de ríos de montaña

Giménez (2003) evidenció una cierta analogía entre el comportamiento hidráulico del flujo concentrado en surcos de erosión con el correspondiente al observado en algunos ríos

de alta pendiente. De hecho, recientemente Di Stefano *et al.* (2019) llevaron a cabo un estudio comparativo entre ambos tipos de corrientes; concretamente en la disipación de energía que se produce en sus estructuras *step-pool*.

A continuación se describe en forma sucinta la morfología y procesos hidráulicos de ríos de montaña; dejando al lector interesado la comparación de este sistema con el correspondiente en surcos de erosión, ampliamente detallados en las secciones precedentes.

Ciertos ríos de montaña presentan una forma característica que consiste en la alternancia de hoyadas *-pools-* con tramos de agua más somera

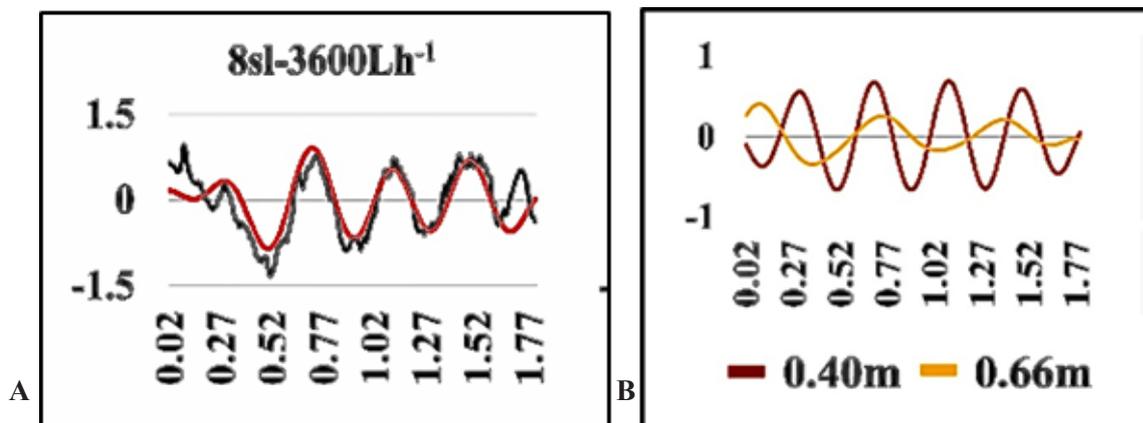


Figura 20. Ejemplo de análisis de espectral singular (SSA) de un perfil de elevación del cauce de un surco obtenidos *in situ* en una ladera de 8 % de pendiente. A: perfil de elevación sin tendencia (curva negra) y la correspondiente señal sin tendencia (curva roja) frente a la longitud del canal (m). B: componentes oscilatorios dominantes correspondientes. Eliminando el componente debido a la pendiente general de la ladera de los perfiles del surco propiamente dichos, se eliminan los *steps* de las unidades *step-pool* de los gráficos sin tendencia; las *pools* permanecen en los valles de los gráficos sin tendencia (B) (Basado en Morgan *et al.*, 2022).

–steps– (Figura 21). Estos *pools* se forman por la paulatina acumulación, sobre el lecho del río y normal a la corriente, de material de arrastre –por ej., piedras y troncos– conformándose así pequeñas represas a lo largo del cauce (Chartrand y Whiting, 2000; Chin, 1999). Este tipo de estructuras requieren para su creación corrientes con alta energía, de ahí que se producen normalmente durante flujos de alta intensidad y baja frecuencia (Whitaker y Jaeggi, 1982) y siempre en ríos con una pendiente general superior a 3-5 % (Grant *et al.*, 1990; Montgomery y Buffington, 1997; Billi *et al.*, 1998).

Asimismo, cada una de estas unidades hidráulicas (*step-pool*) opera independientemente una de otra (Milan *et al.*, 2001); jugando un papel relevante desde un punto de vista funcional al constituir un importante factor de resistencia hidráulica (Abrahams *et al.*, 1995; Chin 2003; Curran y Wohl, 2003). Precisamente, el agua toma velocidad sobre los *steps* y al caer en cascada dentro del *pool* aguas abajo la energía del flujo se disipa debido a la acción de remolinos generados en el seno de estos embalses (Hayward, 1980; Wohl y Thompson, 2000). De aquí que los *pools* sean, depósito y, a la vez, salida de sedimentos (Ashida *et al.*, 1976; Schmidt y Ergenzinger, 1992; Marion y Weirich, 1999). Aguas debajo de los *pools*, es decir sobre el siguiente *step*, la capacidad erosiva y de transporte de sedimentos de la corriente se reduce (Heede, 1981; Marston, 1982; Chin, 2003). Al respecto, resulta interesante el trabajo de Wohl y Thompson (2000) quienes determinaron perfiles verticales de velocidad de flujo en *steps* y *pools* a lo largo de un río de montaña. Observaron que en los *steps* el flujo era unidireccional, poco turbulento, acelerado y con la mayor velocidad registrada cerca de la superficie. En cambio, en los *pools*, el

flujo fue multidireccional y altamente turbulento con presencia de vórtices. Así, este mecanismo de pérdida de energía por ajuste vertical del perfil del cauce es primordial cuando el río transcurre encajonado en valles ya que un desplazamiento lateral del río, conformando meandros, no sería posible (Chin, 1989).

Igualmente, es interesante destacar los estudios de Grant (1997) llevados a cabo en ríos aluviales de gran pendiente. Grant observó que la interacción entre la hidráulica del canal y la configuración cambiante de su cauce –precisamente por la acción del flujo– evitaban que el Número de Froude excediese valores críticos (ceranos a la unidad) en cortas distancias o breves períodos de tiempo.

4. Implicaciones de los resultados experimentales en la modelización de la erosión por surco

4.1. Consideraciones sobre modelos de erosión

Como se indicó con anterioridad, la mayoría de los modelos de erosión utilizan Manning como ecuación fundamental para la relación entre la velocidad del agua en un canal ($m\ s^{-1}$), v , y la geometría de ese canal:

$$v = (R^{2/3} S^{1/2}) / n \quad (7)$$

Donde, R = radio hidráulico (m); S = gradiente de la pendiente (seno); n = número de Manning ($s\ m^{-1/3}$). El valor de n se obtiene normalmente por experimentación y suele asumirse que es independiente de las condiciones del flujo. Se considera, además, que los distintos componentes de la rugosidad hidráulica son aditivos. Para calcular la velocidad y la profundidad del flujo utilizando las ecuaciones de resistencia al flujo, se necesita información sobre la geometría del cauce.

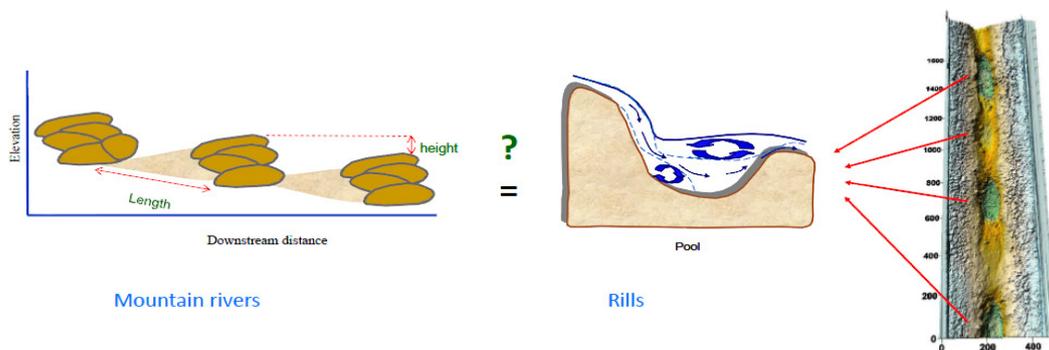


Figura 21. Esquema de unidades *step-pool* observadas en ciertos ríos de montaña formadas por la acumulación de materiales de arrastre. Estas unidades hidráulicas actúan como disipadores de energía, de forma análoga a lo que sucede en similares unidades *step-pools* presentes en surcos de erosión (ver Figuras 11 y 13).

En la mayoría de los modelos, los valores de las variables geométricas, como la anchura del cauce, los proporciona el usuario o se calculan mediante relaciones empíricas.

Asimismo, otros modelos determinan la rugosidad hidráulica a través de la clásica ecuación de Darcy-Weisbach:

$$f = 8gRS/v^2 \quad (8)$$

Ejemplos de modelos que usan la ecuación de Manning son EUROSEM (Morgan *et al.*, 1998), GUEST (Hairsine y Rose, 1992a,b) LISEM (De Roo *et al.*, 1994), y CREAMS (Foster *et al.*, 1981). Asimismo, modelos que utilizan Darcy-Weisbach son WEPP (Foster *et al.*, 1995) y el propuesto por Lei *et al.* (1998).

Sin embargo, ninguna de estas dos relaciones – Manning y Darcy-Weisbach – serían directamente aplicables en surcos de erosión, –tal como se demostró en secciones precedentes– ya que no es correcto asumir un valor constante de rugosidad en estos pequeños canales de erosión (ej. Figura 6). Pero sólo recientemente, este hallazgo comienza a tenerse en cuenta en las formulaciones matemáticas y modelización de la erosión por surco. Por ejemplo, Ferro (2017) propuso una nueva ley de resistencia para canales abiertos aplicando análisis dimensional y teoría de autosimilitud; esta última con el fin de determinar la distribución de velocidades que lleva a una nueva expresión del factor de fricción f de Darcy-Weisbach:

$$f = 8 \left[\frac{2^{1-\delta} \Gamma \text{Re}^\delta}{(\delta+1)(\delta+2)} \right]^{-2/(1+\delta)} \quad (9)$$

Donde, Re es el número de Reynolds = vh/ν ; h : profundidad del agua (m); ν : viscosidad cinemática ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$); $\delta = 1,5/\ln \text{Re}$

Di Stefano *et al.* (2017) verificaron experimentalmente la aplicabilidad de la propuesta de Ferro (2017) para el cálculo de f de Darcy-Weisbach (ec. 9) en surcos de erosión considerando la presencia de unidades *step-pool*. Es decir que esta aproximación sería capaz de discriminar entre la resistencia debida a la microrugosidad (*grain resistance*) a la debida a las macroformas (*step-pools*).

Por otra parte, Giménez y Govers (2002) demostraron (ver arriba) que varios parámetros hidráulicos del flujo pueden relacionarse con

la capacidad de desprendimiento del mismo. Sin embargo, sólo el parámetro *unit length shear force*, Γ (kg s^{-2}) (ec. 2) puede predecir el desprendimiento de sedimentos en cauces con rugosidades contrastantes. Más aún, luego de aplicar una serie de correcciones este mismo parámetro puede utilizarse en la situación de tener residuos vegetales como cobertura del suelo (ec. 5) (Giménez y Govers, 2008). Es decir que *unit length shear force* se presenta como un parámetro de carácter más ‘universal’ que otros similares para la predicción de la erosión.

4.2. Enfoques propuestos para la estimación de la erosión por surco

Diferentes enfoques han sido propuestos para la estimación de la capacidad de erosión por surco. Probablemente la relación más conocida es la basada en el exceso de esfuerzo cortante (τ) (*shear stress*) por encima de un valor umbral crítico (τ_c):

$$D_r = K (a \tau - \tau_c) b \quad (10)$$

En esta relación (ec. 10) se asume que la tasa de desprendimiento de material (D_r) es independiente de la carga de sedimento (q_s) (Figura 22):

Entonces, asumiendo caudal constante la descarga de sedimento se incrementará linealmente con la distancia pendiente abajo, hasta alcanzar la máxima capacidad de transporte del flujo (τ_c) (Figura 22).

Por otro lado, Foster y Meyer (1972) propusieron una relación desprendimiento-transporte diferente a la anterior: la tasa de erosión o desprendimiento ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), D_r , es proporcional a la diferencia entre la capacidad de transporte y la carga de sedimento ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$), q_s :

$$D_r = \delta q_s / q_x = \alpha (T_c - q_s) \quad (11)$$

Donde, α = constante de control de tasa (m^{-1}), x = distancia (m).

Es decir, a medida que la concentración de sedimento aumenta pendiente abajo, la tasa de desprendimiento o erosión, por tanto, disminuye (Figura 23).

Sin embargo, los resultados de Giménez y Govers (2002) indican que la relación desprendimiento-transporte no es necesariamente controlada por los mismos parámetros hidráulicos. Esto implica que el desprendimiento de sedimentos no puede describirse simplemente como una función del déficit de capacidad de transporte de sedimentos, como se propone en el modelo original de Foster y

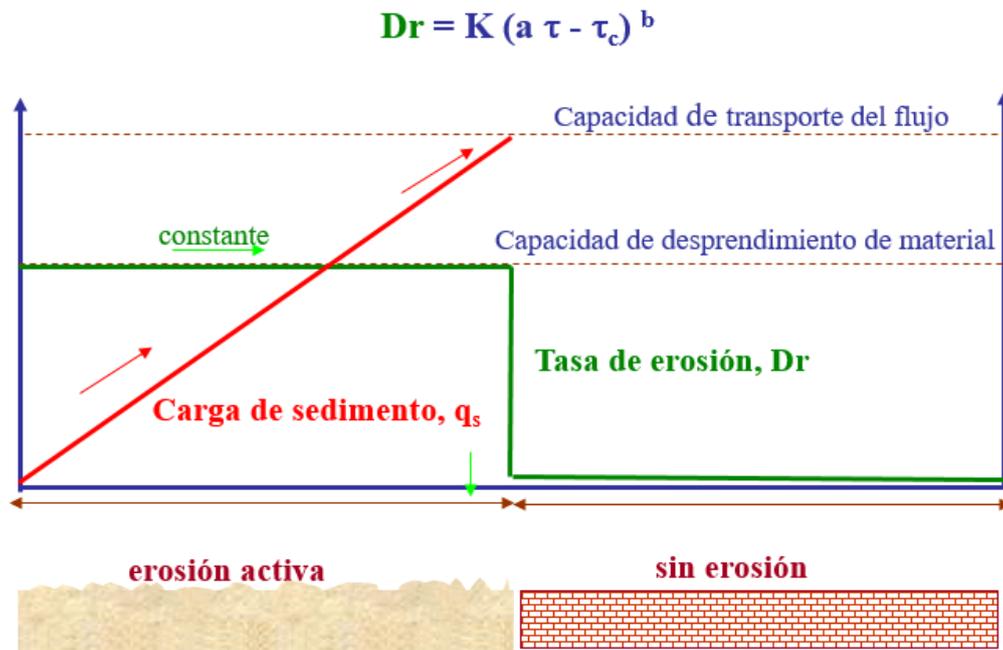


Figura 22. Variación de la carga de sedimento con la distancia aguas abajo asumiendo caudal constante y pendiente rectilínea (basado en Kirkby, 1980).

Meyer (Figura 23).

Por otro lado, cabe destacar la propuesta de Hairsine y Rose (1992a,b) quienes sostienen que la capacidad erosiva del flujo es el resultado de un balance de diferentes subprocesos. Se considera

que la energía del flujo se invierte en cuatro procesos: (i) para superar el umbral de arrastre del medio cohesivo para iniciar el desprendimiento, (ii) desprendimiento (arrastre) de suelo del cauce del surco, (iii) arrastre de sedimentos previamente

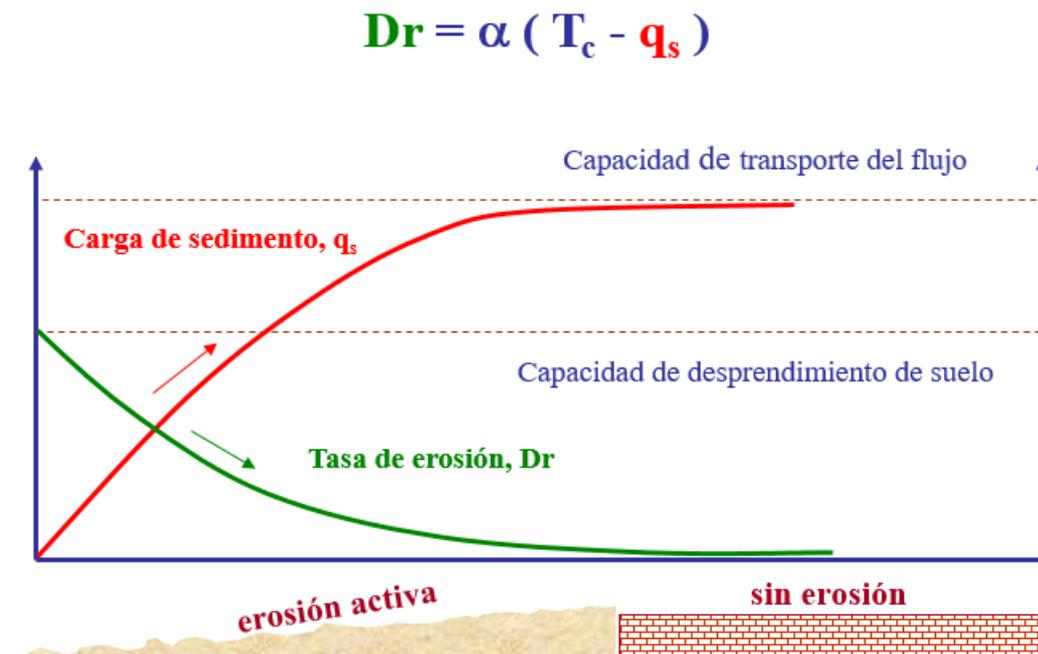


Figura 23. Modelo transporte/erosión según propuesta de Foster and Meyer. D_c = Capacidad de desprendimiento ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$).

desprendidos, y (iv) disipación de energía en forma de calor y ruido. Cada proceso se describe mediante un conjunto de diferentes ecuaciones (datos no presentados). A los fines de esta revisión, solo interesa destacar que según el modelo de Hairsine y Rose, la disminución de la tasa de desprendimiento no se debe a una interacción directa de la carga de sedimentos con la capacidad de desprendimiento del flujo, como proponen Foster y Meyer, sino a una suerte de blindaje (*shielding*) gradual del fondo del cauce debido a la deposición de sedimentos a medida que aumenta la concentración de material en suspensión (Merten *et al.*, 2001). Sin embargo, Beuselinck *et al.* (1999) demostraron que las relaciones de Hairsine-Rose y Foster-Meyer producen similares resultados en la estimación del transporte de sedimento en áreas de deposición neta. Esto último constituye un buen ejemplo del problema de equifinalidad, destacada en la introducción de este trabajo.

5. Conclusiones

Los conceptos teóricos utilizados actualmente para modelizar la hidráulica y la erosión por surcos o regueros no siempre son consistentes con las verificaciones experimentales. Por ejemplo, los datos experimentales existentes indican que la ecuación de Manning no describe correctamente la hidráulica del flujo en estos canales de erosión. Además el modelo de Foster-Meyer referido a la interacción entre la carga y el transporte de sedimentos debería modificarse. Se propone un sencillo modelo de estimación de la tasa de erosión –consistente con experimentación en laboratorio y en campo– que relaciona el desprendimiento de material por unidad de longitud del surco con la fuerza cortante (*shear force*) por unidad de longitud. Evidentemente, este modelo no es ciertamente capaz de describir el desprendimiento de sedimentos en todos los casos, ya que por ejemplo, no tiene en cuenta la selectividad por tamaño de partículas de suelo, ni tampoco la interacción entre el desprendimiento y la concentración de sedimentos en suspensión.

No obstante, se debería evaluar más a fondo el comportamiento de modelos de erosión más complejos, contrastando sus estimaciones con datos experimentales. Pero, paradójicamente, la utilización de modelos consistentes con datos experimentales no necesariamente se traduce en una mejora directa en su rendimiento y fiabilidad. Sin embargo, esta rigurosa constatación experimental

podría conducir, en última instancia, al desarrollo de modelos más versátiles, susceptibles de ser utilizados en una amplia variedad de condiciones; incluso más allá del marco experimental donde fueron calibrados y validados.

Por otro lado, los modelos de erosión por surco deberían considerar la presencia de (grandes) generadores de energía (*pools*) a lo largo del canal; y que estas unidades hidráulicas tendrían, además, una cierta periodicidad o arreglo espacial.

Por último, cabe destacar que la caracterización de la morfología de un surco demanda una elevada resolución espacial junto a una también detallada descripción de la hidráulica del canal. Estos requerimientos serían incompatibles con aquellos modelos de erosión que operan a nivel de cuenca hidrográfica. Se hace necesario, por tanto, buscar estrategias alternativas como ser la estimación de la topografía y frecuencia de aparición de *pools* a través, por ejemplo, de la pendiente, máximo caudal y características del suelo.

6. Otras lecturas

A continuación se recomiendan, al lector interesado, algunas publicaciones con temas indirectamente relacionados a los tratados en esta revisión.

Estudios experimentales sobre el efecto del factor suelo como condicionante de la erosión laminar y por cárcavas efímeras:

Ollobarren-Del Barrio P., Giménez R. Campo-Bescos M.A. (2017). Assessing soil properties controlling interrill erosion: an empirical approach under mediterranean conditions. *Land degradation & development* 28 (5): 1729-1741.

Ollobarren Del Barrio P., Campo-Bescós M.A., Giménez R., Casalí, J. (2018). Assessment of soil factors controlling ephemeral gully erosion on agricultural fields. *Earth Surface Processes and Landforms* 43 (9): 1993-2008.

Evaluación experimental de la magnetita como trazador en campo de sedimentos provenientes de la erosión por cárcavas efímeras:

Zubieta, E., Larrasoña, J.C., Aldaz, A., Casalí, J., Giménez, R. (2021). Assessment of magnetite as a sediment tracer in the study of ephemeral gully erosion: conditioning factors of magnetic susceptibility. *Earth Surface Processes and Landforms* 46 (6): 1103-1110.

Zubieta E., Larrasoña J.C., Aldaz A., Casalí J.,

Giménez R. (2021). Assessment of magnetite as a sediment tracer in the study of ephemeral gully erosion: application and distribution in the soil. *Earth Surface Processes and Landforms* 46 (7): 1419-1427.

Identificación de factores condicionantes de la exportación de sedimentos a nivel de pequeña cuenca agrícola en condiciones mediterráneas:

Giménez R., Casali J., Grande I., Diez J., Campo M.A., Alvarez-Mozos J., Goni M. (2012). Factors controlling sediment export in a small agricultural watershed in Navarre (Spain). *Agricultural Water Management* 110: 1-8.

Referencias bibliográficas

- Abrahams A.D., Li G., Atkinson J.F. (1995). Step pool streams: adjustment to maximum flow resistance. *Water Resources Research* 31(10): 2593-2602.
- Ashida K., Takahashi T., Sawada T. (1976). Sediment yield and transport on a mountainous small watershed (Japanese with English abstract). *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University* 26, 119-144.
- Athanasios N., Papanicolaou J., Sanford, Dimitrios C., Dermisis, Gabriel A. Mancilla. (2010). A 1-D morphodynamic model for rill erosion. *Water Resources Research* 46:1-26.
- Beuselinck L., Govers G., Steegen A., Quine T.A. (1999). Sediment transport by overland flow over an area of net deposition. *Hydrological Processes* 13 (17): 2769-2782.
- Billi P., D'Agostino V., Lenzi M.A., Marchi L. (1998). Bedload, slope and channel processes in a high-altitude alpine torrent. En: Gravel-bed rivers in the environment. Klingemann P. C., Beschta R. L., Komar P. D., Bradley J. B. (Eds). Highlands Ranch, Colorado: Water Resources Publications. EEUU. Pp 15-38.
- Blanco-Sepúlveda R., Enríquez-Narváez F., Lima F. (2021). Effectiveness of conservation agriculture (tillage vs. vegetal soil cover) to reduce water erosion in maize cultivation (*Zea mays* L.): An experimental study in the sub-humid uplands of Guatemala. *Geoderma* 404.
- Brice J.B. (1966). Erosion and deposition in the loess-mantled Great Plains, Medicine Creek drainage basin, Nebraska. U.S. Geological Survey Professional Paper 352H: 235-339.
- Casali J., López J.J., Giráldez J.V. (1999). Ephemeral gully erosion in southern Navarre (Spain). *Catena* 36: 65-84.
- Cerdan O., Le Bissonnais Y., Couturier A., Bourennane H., Souchère V. (2002). Rill Erosion on Cultivated Hillslopes during Two Extreme Rainfall Events in Normandy, France. *Soil and Tillage Research* 67 (1): 99-108. DOI: 10.1016/S0167-1987(02)00045-4.
- Chambers, B. J.; Garwood, T. W. D.; Unwin, R. J. (2000). 'Controlling Soil Water Erosion and Phosphorus Losses from Arable Land in England and Wales'. *Journal of Environmental Quality* 29(1): 145-50. Doi: 10.2134/jeq2000.00472425002900010018x
- Chanson H. (1999). *The Hydraulics of Open Channel Flow: An Introduction*. John Wiley & Sons, Inc, New York, EEUU.
- Chanson H. (2001). *The Hydraulics of Stepped Chutes and Spillways*. Balkema, Lisse, The Netherlands.
- Chartrand S. M., Whiting P. J. (2000). Alluvial architecture in headwater streams with special emphasis on step-pool topography. *Earth Surface Processes and Landforms* 25: 583-600.
- Chin A. (1989). Step pools in stream channels. *Progress in Physical Geography* 13: 391-407.
- Chin A. (1999). The morphologic structure of step-pools in mountain streams. *Geomorphology* 27: 191-204.
- Chin A. (2002). The periodic nature of step-pool mountain streams. *American Journal of Science* 302 (2): 144-167.
- Chin A. (2003). The geomorphic significance of step-pools in mountains streams. *Geomorphology* 55: 125-137.
- Curran J.H., Wohl E.E. (2003). Large woody debris and flow resistance in step-pool channels, Cascade Range, Washington. *Geomorphology* 51: 141-157.
- De Roo A.P.J., Wesseling C.G., Cremers N.H.D.T., Offermans R.J.E. (1994). LISEM: a physically-based hydrological and soil erosion model incorporated in a GIS. Fifth European conference and exhibition on geographical information systems. Conference Proceedings, 1. EGISFoundation. Pp. 207-216.
- De Santisteban L.M., Casali J., López J.J. (2006). Assessing soil erosion rates in cultivated areas of Navarre (Spain). *Earth Surface Processes and Landforms* 31 (4): 487-506.
- Deng Q., Liu H., Cheng W., Yang H., Liu G., Luo J., Qin F., Yang D., Zhang B. (2020). Experimental investigations of the evolution of step-pools in rills with heterogeneous soils in Yuanmou Dry-Hot Valley, SW China. *Catena* 194.
- Desir G., Marin C. (2007). Effects of slope processes and management in gullying. En: *Progress in gully erosion research*. Casali J., Giménez R. (Eds.). Universidad Pública de Navarra, Dirección de Publicaciones, Pamplona, España. Pp: 38-39.
- Di Stefano C, Ferro V, Palmeri V, Pampalona V. (2018). Testing slope effect on flow resistance equation for mobile bed rills. *Hydrological Processes* 32 (5): 664-671.
- Di Stefano C, Palmeri V, Pampalona V, Ferro V. (2019). Dissipative analogies of step-pool features: from rills to mountain streams. *Catena* 174: 235-247.

- Di Stefano C., Ferro V., Palmeri V., Pampalone, V. (2017). Flow resistance in step-pool Rills. *Hydrological Processes* 31 (15): 2793-2801.
- Di Stefano C., Palmeri V., Pampalone V., Ferro V. (2021). Dissipative scaling of step- pool features. *Flow Meas. Instrum.* 79, 101888.
- Di Stefano, C.; Nicosia A.; Palmeri P.; Pampalone V.; Ferro V. (2022). Rill flow velocity and resistance law: A review, *Earth-Science Reviews*, Volume 231, 2022, 104092, ISSN 0012-8252, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104092>.
- Dunne T. (1990). Hydrology, mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. En: *Groundwater Geomorphology: The Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms*. Higgins C.G., Coates D.R. (Eds.). Geological Society of America Special Paper, vol. 252. Boulder, Colorado, EEUU.
- Echeverría M.T., Ibarra P., Pérez-Cabello F. (2007). Agricultural land use, piping and gullies activity in the Huerva lower valley (Saragossa, Spain). En: *Progress in gully erosion research*. Casali J., Giménez R. (Eds.). Universidad Pública de Navarra, Dirección de Publicaciones, Pamplona, España. Pp: 44-45.
- Faulkner H. (2006). Piping hazard on collapsible and dispersive soils in Europe. En: *Soil erosion in Europe*. Boardman J., Poesen J. (Eds). John Wiley & Sons, Inc, New York, EEUU. Pp: 537-562.
- Ferro V. (2017). New flow-resistance law for steep mountain streams based on velocity profile. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 143 (8), 04017024: 1-6. DOI: 10.1061/ (ASCE)IR.1943-4774.0001208.
- Foster G.R., Flanagan D.C., Nearing M.A., Lane L.J., Risse L.M., Finkner, S.C. 1995. *Water Erosion Prediction Project (WEPP)*. Technical documentation. NSERL Report No.10. National Soil Erosion Research Laboratory. USDA-ARS-MWA.1196 SOIL Building. West Lafayette, IN 47907-1196.
- Foster G.R. (1986). Understanding ephemeral gully erosion. En: *Soil Conservation*, vol. 2. National Academy of Science Press, Washington, DC, EEUU. Pp 90-125.
- Foster G.R., Johnson C.B., Mouldenhauer W.C. (1982). Hydraulics of failure of unanchored cornstalk and wheat straw mulches for erosion control. *Transactions of the ASAE* 25: 940-947.
- Foster G.R., Lane L.J., Nowlin J.D., Laflen J.M., Young R.A. (1981). Estimating erosion and sediment yield on field-sized areas. *Transactions of the ASAE* 24 (5): 1253-1263.
- Foster G.R., Meyer L.D. (1972). A closed-form equation for upland areas. En: *Sedimentation*, Symp. to Honour Prof. H.A. Einstein. H. Shen (Ed.). Vol 12, Fort Collins, Colorado, EEUU. Pp 1-17.
- Gilley J.E., Finkner S.C., Varvel G.E. (1987). Slope length and surface residue influences on runoff and erosion. *Transactions of the ASAE* 30 (1): 148-152.
- Giménez R, Zubieta E, Campo-Bescós M, Casali J. (2016a). Towards a better understanding of the interaction between bed roughness and flow hydraulics in small eroded channels. *Geophysical Research Abstracts* 18: EGU2016–EGU15336.
- Giménez R, Zubieta E, Campo-Bescós MA, Casali J. (2016b). Bed roughness and flow hydraulics interaction in small eroded channels. In *7th International Symposium on Gully Erosion*. Purdue University: West Lafayette, Indiana, EEUU.
- Giménez R. (2003). The interaction between rill hydraulics, rill geometry, and sediment detachment: an experimental approach. Doctor in Sciences, Ph.D. Thesis. Katholieke Universiteit Leuven, Faculty of Sciences (Flemish Community, Belgium).
- Giménez R., Govers G. (2001). Interaction between Bed Roughness and Flow Hydraulics in Eroding Rills. *Water Resources Research* 37 (3): 791-99. DOI: 10.1029/2000WR900252
- Giménez R., Govers G. (2008). Effects of freshly incorporated straw residue on rill erosion and hydraulics. *Catena* 72 (2): 214-223.
- Giménez R., Léonard J., Duval Y., Richard G., Govers G. (2007). Effect of bed topography on soil aggregates transport by rill flow. *Earth Surface Processes and Landforms* 32: 602-611.
- Giménez R., Planchon O., Silvera N., Govers G. (2004). Longitudinal Velocity Patterns and Bed Morphology Interaction in a Rill. *Earth Surface Processes and Landforms* 29 (1): 105-14. DOI: 10.1002/esp.1021
- Giménez R., Zubieta E., Govers G., Campo-Bescos M.A. (2019). In-situ assessment of the spatial arrangement of step-pool units on eroded rills. *Earth Surf. Process. Landf.* 44, 2731–2740.
- Giménez, R.; Govers, G. (2002). Flow Detachment by Concentrated Flow on Smooth and Irregular Beds. *Soil Science. Society. of America. Journal* 66:1475–1483.
- Gordon L.M., Bennett S.J., Bingner R.L., Theurer F.D. Alonso C.V. (2007). Simulating ephemeral gully erosion in AnnAGNPS. *Transactions of the ASABE*, 50 (3): 857-866.
- Govers G. (1992). Relationship between discharge, velocity and flow area for rills eroding loose, non-layered materials. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, 515-528.
- Govers G., Takken I., Helming K. (2000). Soil roughness and overland flow. *Agronomie* 20 (2): 131-146.
- Grant G. E. (1997). Critical flow constrains low hydraulics in mobile-bed streams: A new hypothesis. *Water Resources Research* 33: 349-358.
- Grant G. E., Swanson F. J., Wolman, M. G. (1990). Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, western Cascades, Oregon. *Geological Society of America Bulletin* 102: 340-

- 352.
- Hairsine P.B., Rose C.W. (1992a). Modeling water erosion due to overland flow using physical principles, 1. Sheet flow. *Water Resources Research* 28: 237-243.
- Hairsine P.B., Rose C.W. (1992b). Modeling water erosion due to overland flow using physical principles, 1. Rill flow. *Water Resources Research* 28: 245-250.
- Han J., Li B., Lan G., Dong Y., Ge W., Wang F. (2021). Mechanistic understanding of linear erosion under concentrated flow based on laboratory simulations. *Catena* 207.
- Hauge, C. (1977). Soil erosion definitions. *California Geology* 30: 202-203.
- Hayward J. A. (1980). Hydrology and stream sediments from Torlesse Stream catchment. Tussock Grasslands and Mountain Lands Institute Special Publication 17. New Zealand: Lincoln College.
- He J., Sun L., Gong H., Cai Q. (2018). Comparison of rill flow velocity regimes between developing and stationary rills. *Catena* 167: 13-17.
- Heede B. H. (1981). Dynamics of selected mountain streams in the western United States of America. *Zeitschrift für Geomorphologie* 25: 17-32.
- Hillel D. (1998). *Environmental soil physics*. Academic Press, EEUU.
- Hou, X.; Shao, J.; Chen, X.; Li, J.; Lu, J. (2020). 'Changes in the Soil Erosion Status in the Middle and Lower Reaches of the Yangtze River Basin from 2001 to 2014 and the Impacts of Erosion on the Water Quality of Lakes and Reservoirs'. *International Journal of Remote Sensing* 41(8): 3175–96. <https://doi.org/10.1080/01431161.2019.1699974>
- Howard A.D. (2008). Badlands and Gullies. En: *Geomorphology of Desert Environments*, 2nd ed. Parsons A. J. (Ed). Chapman & Hall, London, UK.
- Huffaker R., Muñoz-Carpena R., Campo-Bescós M.A., Southworth J. (2016). Demonstrating correspondence between decision-support models and dynamics of real-world environmental systems. *Environmental Modelling and Software* 83: 74-87.
- Hutchinson D.E., Pritchard H.W. (1976). Resource conservation glossary. *Journal of Soil and Water Conservation* 31: 1-63.
- Imenson A.C., Kwaad F.J.P.M. (1980). Gully types and gully prediction. *KNAG Geografisch Tijdschrift XIV* 5: 430-441.
- Kirkby M.J. (1980). Modelling water erosion processes. En: *Soil Erosion*. Kirkby M.J., Morgan R.P.C. (Eds.). John Wiley & Sons, Inc, New York, EEUU. Pp 312.
- Laursen E.M. (1958). The total sediment load of streams. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers. Journal of the Hydraulics Division* 84 (1530): 1-36.
- Lei T., Nearing M.A., Haghighi K., Bralts V.F. (1998). Rill erosion and morphological evolution: a simulation model. *Water Resources Research* 34 (11): 3157-3168.
- Liu, X.; Zhou, K.; Miao, S.; Sui, Y.; X. Zhang. (2012). "Crop Yield and Relevant Factors as Affected by Soil Erosion." *Soil and Crop* 1 (4): 205–211.
- Ma J., Ma B., Wang C., Wang Y., Li C., Fan S. (2022). Wheat straw reduces runoff, sediment yield and flow velocity in sloping farmland under two straw mulching methods. *Plant Soil* 483: 355-377. DOI: 10.1007/s11104-022-05745-2
- Marion D. A., Weirich F. (1999). Fine-grained bed patch response to near-bankfull flows in a step-pool channel. En: *Wildlife hydrology*. Olsen D. S., Potyondy J. P. (Eds). American Water Resources Association Technical Publication Series 99-3, Bethesda, Maryland, EEUU. Pp 93-100.
- Marston R.A. (1982). The geomorphic significance of log steps in forest streams. *Association of American Geographers Annals* 72: 99-108.
- Merten G.H., Nearing M.A., Borges A.L.O. (2001). Effect of sediment load on soil detachment and deposition in rills. *Soil Science Society of America Journal* 65 (3): 861-868.
- Milan D.J., Heritage G.L., Large A.R.G., Charlton M.E. (2001). Stage dependent variability in tractive force distribution through a riffle-pool sequence. *Catena* 44 (2): 85-109.
- Montgomery D. (2007). Soil Erosion and Agricultural Sustainability. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 104 (33): 13268-72. DOI:10.1073/pnas.0611508104
- Montgomery D.R., Buffington J.M. (1997). Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin* 109: 596-611.
- Morgan R.P.C., Quinton J.N., Smith R.E., Govers G., Poesen J.W.A., Auerswald K., Chisci G., Torri D., Styczen M.E. (1998). The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms* 23 (6): 527-544.
- Morgan S., Huffaker R., Giménez R. Campo-Bescos M.A., Muñoz-Carpena R., Govers G. (2022). Experimental evidence that rill-bed morphology is governed by emergent nonlinear spatial dynamics. *Scientific Reports* 12: 21500. DOI: 10.1038/s41598-022-26114-0
- Nachtergaele J.A., Poesen, J. (1999). Assessment of soil losses by ephemeral gully erosion using high-altitude (stereo) aerial photographs. *Earth Surface Processes and Landforms* 24 (8): 693-706.
- Nearing MA, Norton LD, Bulgakov DA, Larionov GA, West LT, Dontsova KM. 1997. Hydraulics and erosion in eroding rills. *Water Resources Research* 33(4): 865–876.
- Nearing MA, Simanton JR, Norton LD, Bulygin SJ,

- Stone J. (1999). Soil erosion by surface water flow on a stony, semiarid hillslope. *Earth Surface Processes and Landforms* 24(8): 677–686.
- Nicosia A., Di Stefano C., Palmeri V., Pampalone V., Ferro V. (2021). Roughness effect on the correction factor of surface velocity for rill flows. *Hydrological Processes* 35 (10): e14407. DOI: 10.1002/hyp.14407
- Nord G., Esteves M., Lapetite J.M., Hauet A. (2009). Effect of particle density and inflow concentration of suspended sediment on bedload transport in rill flow. *Earth Surface Processes and Landforms* 34: 253-263. DOI: 10.1002/esp.1710.
- Pacheco, F.A.L.; Sanches Fernandes, L.F; Valle Junior, R.F.; Valera, C.A.; Pissarra, T.C.T. (2018). 'Land Degradation: Multiple Environmental Consequences and Routes to Neutrality'. *Current Opinion in Environmental Science & Health* 5: 79–86. <https://doi.org/10.1016/j.coesh.2018.07.002>.
- Pimentel D., Harvey C., Resosudarmo P., Sinclair K., Kurz D., McNair M., Crist S., Shpritz L., Fitton L., Saffouri R., Blair R. (1995). Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits. *Science* 267: 1117-1123.
- Poesen J, Nachtergaele J, Verstraeten G, Valentin C. (2003). Gully Erosion and Environmental Change: Importance and Research Needs. *Catena* 50 (2-4): 91-133.
- Poesen J., Boardman J. (2006). Soil Erosion in Europe: Major Processes, Causes and Consequences. En: *Soil erosion in Europe*. Boardman, J., Poesen, J. (Eds.). John Wiley & Sons Ltd, England. Pp: 479-488.
- Schmidt K. H., Ergenzinger P. (1992). Bedload entrainment, travel lengths, step lengths, rest periods - studied with passive (iron, magnetic) and active (radio) tracer techniques. *Earth Surface Processes and Landforms* 17: 147-165.
- Schumm S.A. (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bulletin of the Geological Society of America* 67: 597-646.
- SonTek. (1997). *Acoustic Doppler Velocimeter Operation Manual*, version 4.0. SonTek: San Diego, EEUU.
- Takken I, Govers G, Ciesiolka CAA, Silburn DM, Loch RJ. (1998). Factors influencing the velocity–discharge relationship in rills. In *Modelling Soil Erosion, Sediment Transport and Closely Related Hydrological Processes*. IAHS Publishing: Wallingford 63–69.
- Whittaker J.G., Jaeggi M.N.R. (1982). Origin of step-pool systems in mountain streams. *Journal of Hydraulic Division* 108 (6): 758-773.
- Wilson G.V., Cullum R.F., Römkens M.J.M. (2008). Ephemeral gully erosion by preferential flow through a discontinuous soil-pipe. *Catena* 73 (1): 98-106.
- Wohl E.E., Thompson D.M. (2000). Velocity characteristics along a small step-pool channel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25: 353-367.
- Yang L., Duan J., Peng L., Zhang X., Guo X., Yang J. (2022). Effects of Straw Mulching on Near-Surface Hydrological Process and Soil Loss in Slope Farmland of Red Soil. *Water* 14 (21): 3388. DOI:10.3390/w14213388
- Zhang P., Zhang N., Tang H., Yao W., Xizhi L.V. (2016). Experimental investigation of morphological characteristics of rill evolution on loess slope. *Catena* 137: 536-544.
- Zhao B.S., Wang S.X., Kui X.U., Zhen X.U., Wang P.F. (2017). Experimental study of drop pit characteristics of rill erosion on foreland pluvial fan slopeland. *Arid Land Geography* 40: 348-354.
- Zimmermann A., Church M., Marwan A.H. (2008). Identification of steps and pools from stream longitudinal data. *Geomorphology* 102: 395-406.