

TEORÍAS E HIPÓTESIS DE RÉGIMEN APLICADAS AL ESTUDIO DE AJUSTE DINÁMICO DE LOS CAUCES ALUVIALES

POR

CARMELO CONESA GARCÍA*

Introducción

En los últimos años se ha hecho evidente la necesidad de conocer y predecir el impacto de los cambios climáticos globales y de las actividades humanas sobre los procesos geomórficos, bien a través de experimentos de campo y laboratorio, o bien desarrollando modelos determinísticos o de simulación. Un ejemplo de ello es la sesión especial sobre «Seguimiento y Modelización del Cambio Ambiental» organizada en el marco del simposio memorial de J. de Ploey el 23 de Marzo de 1993, o los encuentros preparados a lo largo de 1994 por la Comisión GERTEC (*Geomorphological Response to Environmental Change*), perteneciente a la *International Geographic Union*: 1. Simposio sobre «*Geomorphic responses to environmental change*» (Pietermaritzburg, Sud Africa, 24-27 Enero); 2. Simposio «*Dynamical geomorphology of slopes and river beds in alpine catchments*» (Grenoble, Francia, 23-24 de Abril), y 3. Conferencia sobre «*Artic and alpine geomorphology and environmental change*» (Abisko, Suecia, 29 Agosto - 5 Septiembre).

El simposio celebrado en memoria de J. de Ploey puede entenderse, en parte, como un intento de integrar los resultados de algunos proyectos en la región mediterránea, tales como el desarrollado en Israel dentro del programa de cooperación científica GSF-MOST, y el ERMES, que tiene

* Departamento de Geografía, Universidad de Murcia, Campus de la Merced, 30001 Murcia.

lugar en España, Israel y Grecia, bajo la financiación del programa EEC EPOCH. A este ámbito geográfico corresponden también los proyectos MEDALUS II (*Mediterranean Desertification and Land Use*) (1993-95), algunos de los cuales (Proyectos 3 y 4) dedican especial atención a los efectos geomórficos de los cambios climáticos y de los usos del suelo en varias unidades hidrológicas-tipo: la cuenca del Guadalentín en España y las de Agri y Abruzzi en Italia.

Un tema muchas veces presente en los estudios relacionados con los cambios medioambientales es el referente a la propia dinámica morfológica de los sistemas fluviales. Con objeto de agrupar los diversos conceptos y teorías elaborados en este sentido se celebró en Wallingford (1988) una Conferencia Internacional sobre el Régimen de los ríos, bajo el patrocinio de *Hydraulics Research Limited* y de la *International Association for Hydraulics Research*. A partir de estos trabajos y posteriormente gracias al impulso que supuso para la geomorfología fluvial la Tercera Conferencia Internacional de Geomorfología, en Hamilton (1993), se han producido diversos avances conceptuales y metodológicos que han conducido a un mejor conocimiento de la respuesta de los cauces a los cambios de régimen hidrológico. A ello contribuyen, por ejemplo, los resultados de la sesión HS4 (*Impacts of environmental change on runoff, water quality and sediment regimes*) de la XVIII Asamblea General de la *European Geophysical Society*, celebrada en Wiesbaden en Mayo de 1993. También destaca la aportación del proyecto 4 de MEDALUS III, *Ephemeral Channels and Rivers* (1996-98) y de diversos autores (CONESA GARCÍA, 1999; NANSON *et al.*, 2002) sobre modelización de la respuesta hidrológica y morfológica de los cursos efímeros a los cambios ambientales. Finalmente, cabe resaltar determinados estudios interdisciplinarios, como el de POFF y ALLAN (1997), que introducen un nuevo aspecto en relación con el régimen natural de la corriente: el estudio de los hábitats físicos, la vegetación ribereña y las comunidades biológicas asociadas a la forma del cauce y las variaciones de caudal.

Naturaleza de los datos y métodos

Existe gran variedad de métodos y fuentes de datos para identificar los estados transitorios y el equilibrio final del cauce adaptado a nuevas condiciones medioambientales:

Estudios Geográficos, LXIV, 251, 2003

1. *Secciones de río calibradas.* Seguimiento de los cambios producidos en los cauces, mediante el control de determinadas secciones en el transcurso de los estados transitorios que atraviesan para recobrar eventualmente su equilibrio con el nuevo régimen medioambiental.

2. *Fuentes secundarias de datos.* Para estudiar el ajuste gradual pueden utilizarse mapas antiguos y fotografías aéreas de gran escala. Sin embargo, la secuencia irregular de las observaciones así obtenida puede dar una impresión errónea de las tendencias a largo plazo, dependiendo de la escala temporal que se utilice en la medición de los sucesos aleatorios.

3. *Sustitución tiempo-espacio: la cuenca de control.* Comparación de los datos de una cuenca experimental sometida al cambio (p.e. de usos del suelo) con los de una cuenca de control similar adyacente, para hacer una evaluación directa de la escorrentía, producción de sedimentos y morfología del cauce natural y adaptado.

4. *Interpolación espacial en cuencas experimentales.* La variación de la forma del cauce aguas abajo se utiliza para predecir la morfología en áreas alteradas, por comparación con las propiedades observadas.

Los métodos (3) y (4) son a menudo los únicos métodos posibles si ya ha empezado a producirse el ajuste, pero tienen importantes limitaciones. Primero, el procedimiento de calibración espacialmente separado de los tramos no alterados asume una continuidad en los controles medioambientales potenciales del perfil. El problema surge cuando, por ejemplo, la geología o uso del suelo cambia aguas abajo de una ciudad. Segundo, las variables de la forma del cauce en los tramos de control son medidas en relación con el área de la cuenca. Esto hace difícil valorar las contribuciones de los cambios de escorrentía y sedimentos a los ajustes fluviales. Tercero, en ausencia de la evidencia de mecanismos de cauce, el ajuste morfológico medido no puede contribuir a un *modelo general*. Por último, cuando el proceso de adaptación es gradual puede resultar difícil establecer si el cauce está completamente ajustado o todavía se halla en estado transitorio.

5. *Modelización teórica.* Los cambios en la morfología multivariada de los cauces pueden ser modelados por métodos de diseño y predicción como los descritos en las teorías de *fuera tractiva*, de *régimen* y de

perturbación lineal. Los estados transitorios en la adaptación del gradiente del cauce a las perturbaciones en el transporte de la carga de lecho han sido modelados satisfactoriamente mediante la combinación de las ecuaciones de continuidad y de transporte, cuando las secciones transversales permanecen invariantes.

6. *Sedimentología y estratigrafía*. Los cambios del cauce a largo plazo, Tardío-Devesiense y Flandriense, se interpretan mediante el empleo de pruebas sedimentológicas para establecer los medios deposicionales, de la estratigrafía para obtener una datación relativa, de métodos radiométricos para la datación absoluta, y de la paleontología y palinología para determinar las condiciones medioambientales generales.

La incorporación de nuevas técnicas ha permitido en los últimos años intensificar la aplicación de modelos específicos dentro de este ámbito. Actualmente existen programas, como el CGAP (Channel Geometry Analysis Program), que permiten el análisis, interpretación y cuantificación de las propiedades físicas de un tramo de cauce definido por una secuencia de secciones transversales, para las que se calcula el área, anchura, perímetro mojado y radio hidráulico. Igual importancia está alcanzando el empleo de tecnología SIG en modelización hidrológica y, paralelamente, en el diseño y predicción de la morfología de cauces (MAIDMENT, 1993; ROBBINS y PHILIPPS, 1996; MORAD y TRIVIÑO PÉREZ, 2001).

Introducción a la teoría de régimen

Un cauce en régimen se define como el cauce que ha adquirido una situación estable media, en equilibrio con las condiciones medioambientales que controlan su morfología (BLENCH, 1986). En un cauce de este tipo, las variables dependientes relativas a la geometría hidráulica se ajustan a las variables independientes caudal de agua y carga de sedimentos. Los parámetros de geometría hidráulica más comúnmente utilizados son la anchura, profundidad y pendiente del cauce. Los dos primeros, relacionados con el perímetro mojado y el radio hidráulico respectivamente, determinan la forma de la sección transversal, mientras que la pendiente longitudinal guarda mayor vinculación con el tipo de trazado (rectilíneo, meandriforme, «braided») y sus características ge-

ométricas (índice de sinuosidad, amplitud y longitud del arco de meandro, etc.) (HEY y THORNE, 1986).

Entre las variables independientes ha merecido especial atención el caudal, cuya importancia es universalmente reconocida. La carga de sedimentos aparece estrechamente relacionada con el tamaño de los materiales de lecho y condiciona la fisionomía de los distintos subambientes sedimentarios dentro del sistema fluvial. La pendiente del valle es a veces objeto de controversias, pero su condición de variable independiente es ampliamente aceptada, al menos a escalas de tiempo «ingenieril», siendo su comparación con la pendiente del cauce muy útil para predecir la sinuosidad.

La teoría de régimen fue originariamente desarrollada durante las primeras décadas del siglo XX, aunque ya en 1895, un trabajo de KENNEDY sobre interrelaciones empíricas entre la profundidad de la corriente y la velocidad crítica media permisible sentó sus primeras bases. Este estudio estaba basado en medidas de geometría y pendiente de los canales estables del Alto Bari Doab, Punjab (India), de modo que la denominada teoría de régimen empezó siendo totalmente empírica y relacionaba las dimensiones y pendiente de equilibrio de los canales con caudales constantes y cargas de sedimentos predominantemente finos.

A partir de principios de siglo, los conceptos de régimen fueron aplicados a ríos naturales con corrientes y cargas de sedimentos variables. Diversos trabajos citados por LINDLEY y el suyo propio (1919) asociaron la velocidad crítica media y la profundidad de la corriente con la anchura del lecho, al tiempo que preconizaban la relación existente entre la anchura y la profundidad de los cauces en régimen. LACEY (1930, 1939, 1946, 1958) introdujo conceptos y factores de corrección a las ecuaciones de régimen con el fin de explicar las variaciones en el comportamiento de los cauces estables. Para ello incorporó nuevas relaciones, e incluyó coeficientes de rugosidad y fricción. INGLIS (1948) amplió las ecuaciones de régimen de Lacey para reflejar la influencia de la carga de sedimentos, mientras que BLENCH (1951, 1957, 1986) las adaptó a casos con diferencias de materiales entre el lecho y los márgenes. Sin embargo, aunque la mayoría de investigadores reconocen que las características litológicas de los márgenes son variables independientes, no existe consenso a la hora de establecer su vinculación con los procesos de margen y geometría hidráulica de régimen. Las aportaciones hechas al respecto se agrupan dentro de los contextos teórico y

práctico. Por ejemplo, YU y WOLMAN (1987) subrayan la importancia de las consideraciones acerca de los materiales del margen desde un punto de vista conceptual, mientras que CHARLTON (1982) y ANDREWS (1982), entre otros muchos, han realizado estudios de campo que demuestran experimentalmente la influencia de dicha variable en la forma y dimensiones del cauce. THORNE *et al.* (1988) analizan distintas categorías de vegetación ribereña para generar predicciones sobre la anchura de régimen. Y BETTESS *et al.* (1988) comprueban la bondad de determinados métodos (fuerza tractiva límite, estabilidad de la pendiente del margen e hipótesis extremas, como la energía mínima de la corriente o la concentración máxima de sedimentos), comparando sus resultados con los datos de campo. Algunas de las hipótesis extremas, como la referente a la tasa mínima de disipación de energía, fueron presentadas como leyes generales de mecanismos, similares o relacionadas con la ley de entropía. Pero, durante mucho tiempo, no se prestó atención a probar la equivalencia entre ellas, ni tampoco a definir los criterios más adecuados para hacerlo. Hubo que esperar a los años 1980 para que esta tendencia cambiara, merced al revulsivo que supusieron los trabajos de PARKER (1978) sobre el *equilibrio transversal* en secciones aluviales, y al estudio analítico de WHITE *et al.* (1982), que dejaba prácticamente resuelto el problema de equivalencia entre las hipótesis de energía mínima de la corriente y del transporte máximo de sedimentos. Poco después, DAVIES y SUTHERLAND (1983) hicieron un exhaustivo examen de las diferentes hipótesis demostrando su equivalencia bajo unas mismas condiciones hidráulicas.

Más recientemente SNELL y SIVAPALAN (1995) aplican el concepto de metacauce en una cuenca vertiente de Nueva Zelanda. Estos autores deducen la geometría hidráulica en función de la distancia recorrida por la corriente en cada punto de la cuenca, a partir de las leyes de energía de Leopold y Maddock. Para ello se basan en los principios de conservación derivados de las ecuaciones de continuidad y de balance de energía mecánica.

Teorías de régimen y ajuste dinámico de los cauces

Un río es un sistema dinámico. Constantemente ajusta su velocidad, pendiente, rugosidad, geometría y/o modelo de trazado, adaptándose a

los cambios climáticos, hidrológicos, geológicos y a las modificaciones impuestas por el hombre (SCHUMM, 1977; YANG y SONG, 1979, 1982; CONESA GARCIA, 1999; HOOKE y MANT, 2002). Para explicar estos ajustes dinámicos se han empleado diferentes teorías e hipótesis de régimen: teoría de energía por unidad de corriente, conceptos de fuerza tractiva límite y corte crítico de margen, e hipótesis extremas relativas a la anchura del cauce. En general, la mayoría de estos métodos predicen la forma del cauce en equilibrio (anchura, profundidad, pendiente, modelo de cauce) empleando simples funciones potenciales, en las que el caudal, el gradiente y el tamaño de las partículas del lecho son predictores primarios. Para cursos aluviales con lechos de grava, las dimensiones del cauce son sensitivas a la influencia de estas variables predictivas. La predicción de estas dimensiones puede hacerse mediante «ecuaciones de régimen» sin necesidad de recurrir a una clasificación de modelos de cauce (ASHMORE, 1999).

Teoría de energía por unidad de corriente.—Este concepto empezó a desarrollarse a mediados de siglo, mereciendo reseñar el trabajo de LANE (1955) sobre la distinta respuesta de los ríos a la variación de los caudales de agua y sedimentos. La ecuación de Lane, que describe las relaciones generales entre el caudal de agua (Q), la pendiente del cauce o gradiente de energía (S), la descarga de sedimentos (Q_s) y la mediana del tamaño de las partículas (d_{50}), se expresa mediante

$$QS = Q_s \cdot d_{50} \quad (1)$$

siendo, por tanto, el producto QS directamente proporcional al producto $Q_s \cdot d_{50}$.

YANG (1972) aplicó esta teoría para determinar la tasa de transporte de sedimentos, estableciendo como relaciones básicas entre la concentración total de sedimentos, C_t (ppm), y la energía por unidad de corriente, VS (kg/s), las expresadas en la ecuación

$$\log C_t = I + J \log \left(\frac{VS}{\omega} \right) \quad (2)$$

donde V es la velocidad media de la corriente; ω , la velocidad final de caída de las partículas sedimentarias, mientras que I y J son coeficientes

Una aproximación metodológica, muy utilizada en el análisis de los perfiles de concentración de sólidos, es el modelo de fuerza dispersiva de PUGH (1982), según el cual el peso de las partículas sólidas sumergidas es compensado por una combinación de la fuerza normal intergranular y la fuerza dispersiva causada por la turbulencia del fluido. Los perfiles resultantes dan la concentración liberada (C_d) (Fig. 2), y, para determinados sedimentos, la proximidad de las rectas de concentración constante se explica a través de relaciones implícitas en las leyes de energía. WILSON (1984, 1987) aplica este modelo a la capa inferior de la corriente, donde la carga tractiva es dominante. Para ello, combina la distribución lineal de la concentración de la carga de lecho con el análisis de fuerza de BAGNOLD (1956), obteniendo fórmulas de resistencia-fricción y de transporte de la carga de fondo.

Ecuaciones de régimen en relación con la geometría del cauce.—Las ecuaciones de régimen se han desarrollado empíricamente en cauces no rectilíneos situados en llanuras aluviales y constituyen una representación aproximada de los aspectos dominantes de la forma del cauce (anchura, B ; profundidad, d ; radio hidráulico, R ; perímetro mojado, P ; pendiente, S) y sus relaciones con las leyes de energía expresadas en términos de caudal (Fig. 3). Entre las más clásicas y conocidas figuran las ecuaciones de LACEY (1930, 1933)

$$R = \left(\frac{Q}{3,07f} \right)^{1/3} \quad (9)$$

$$P = 2,67\sqrt{Q} \quad (10)$$

$$S = 0,55 \cdot 10^{-4} f^{5/8} Q^{-1/6} \quad (11)$$

donde Q es el caudal y f el factor de sedimentos de Lacey.

Dingman y Sharma (1997) proponen una nueva relación estadística para el cálculo del caudal:

$$Q = 1,564A \cdot 1,173R \cdot 0,45 - 0,054 \log(S) \quad (12)$$

Donde Q es el caudal (m^3/s), A el área de la sección transversal (m^2), R el radio hidráulico (m) y S la pendiente de la superficie del agua. Esta

siendo γ el peso específico del agua; ΔH , el declive vertical del tramo en estudio; u , la velocidad local promediada temporalmente en la dirección longitudinal; s , la pendiente local del flujo (YANG, 1978; YANG y SONG, 1979). Integrando la ecuación (4) puede obtenerse

$$E = \int \gamma QS \, dx = \text{mínimo} \quad (5)$$

Si γQS varía poco a lo largo del cauce, siendo insignificante la constante γ , la ecuación (5) se convierte en $\gamma QS = \text{mínimo}$ ó $QS = \text{mínimo}$. El producto QS equivale entonces a la tasa total de disipación de energía en una sección transversal dada, que, dividida por la superficie de ésta ocupada por el agua, da como resultado la energía del curso por unidad de área (VS). La ecuación (5) queda en este caso simplificada según la expresión

$$VS = \text{mínimo} \quad (6)$$

que representa la teoría de energía mínima por unidad de corriente. Su utilidad ha sido probada por YANG (1971a, 1971b, 1976) y CHANG (1979) para explicar la meandrización de los ríos, la formación de rápidos y pozas, y para predecir el coeficiente de rugosidad de los cauces aluviales bajo condiciones diferentes de flujo, sedimentos y formas de lecho.

En situación de aguas altas o caudales controladores de la morfología del cauce, la minimización de E en la dirección longitudinal requiere que

$$\frac{dE}{dx} = L\gamma \left(Q \frac{ds}{dx} + \frac{dQ}{dx} \right) = 0 \quad (7)$$

Lo normal en los cursos naturales es que la pendiente de energía decrezca gradualmente en dirección aguas abajo y que, por tanto, un valor positivo de dQ/dx en la ecuación (7) implique necesariamente que ds/dx sea negativo.

En corrientes bajas o de estiaje, la ecuación (5) toma la expresión

$$E = \gamma Q \Delta H = \gamma Q (LS) = \gamma \left(\frac{\Delta L}{\Delta t} \right) \Delta H \quad (8)$$

De acuerdo con estos términos, la minimización de E con la reducción del gradiente de energía (ΔH), implica la minimización del tiempo de recorrido, Δt , a lo largo de un tramo de longitud L .

Con el incremento de la profundidad de la corriente decrece el efecto de la secuencia de pozas y rápidos, aumenta la uniformidad de la superficie del agua o la pendiente de energía.

THORNE *et al.* (1988) emplean el concepto de *energía mínima de la corriente* para predecir la geometría hidráulica de diversos ríos con lechos de grava móviles en Gran Bretaña (Fig. 1). Para ello, desarrollan ecuaciones de régimen que modifican la aproximación teórica de CHANG (1980), a partir de la aplicación simultánea de las ecuaciones de resistencia de la corriente, de transporte de la carga de fondo y de la pendiente del margen, en combinación con determinados parámetros de régimen (anchura de la superficie del agua, profundidad media de la corriente, umbral de pendiente para la remoción del material de lecho). Estos autores elaboran, en definitiva, un modelo racional basado en cuatro categorías de relaciones físicas, inherentes al estudio de la geometría hidráulica en este tipo de cursos:

a) *Relaciones sobre la dinámica de fluidos.* En esta categoría se incluyen las ecuaciones de continuidad y de resistencia de la corriente, esta última bastante útil para determinar la profundidad.

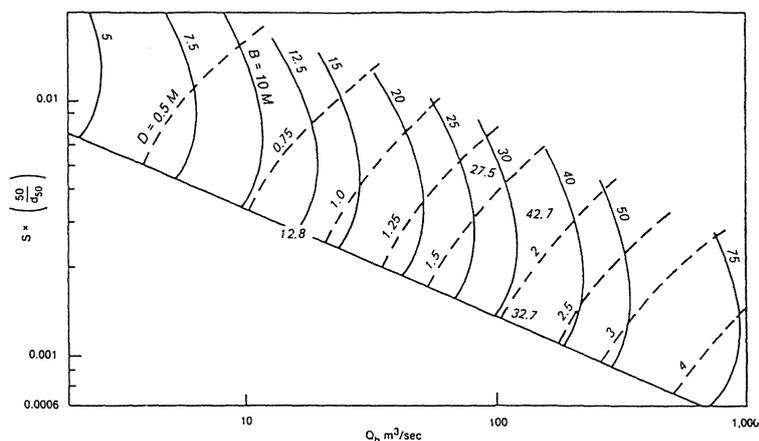


FIG. 1.—Curvas analíticas para la geometría hidráulica de los cursos con lechos de grava (Fuente: THORNE *et al.*, 1988).

b) *Relaciones de la carga de lecho.* El lecho móvil, en tanto que resulta de la interacción de la corriente y la carga de fondo, está directamente afectado por los mecanismos de transporte de sedimentos. Para las condiciones descritas, la ecuación de la carga de lecho puede servir para calcular la pendiente del cauce.

c) *Criterios de estabilidad de márgenes,* relacionados con la pendiente del margen sumergido y el tipo de materiales que lo componen (naturaleza y grado de cohesión).

d) *Relaciones sobre el equilibrio dinámico,* asociadas al concepto de energía mínima de la corriente.

Modelo de fuerza dispersiva.—Si la carga de fondo constituye el total de sólidos transportados por una corriente, las ecuaciones de régimen «tradicionales» sólo pueden aplicarse a un rango de tensión de corte del lecho próximo al doble de la fuerza crítica empleada en el inicio del movimiento. De hecho, la aplicación más común de la teoría de régimen corresponde a cauces aluviales de materiales finos, donde el transporte de sólidos implica una interacción entre el movimiento de la carga de fondo y la suspensión turbulenta.

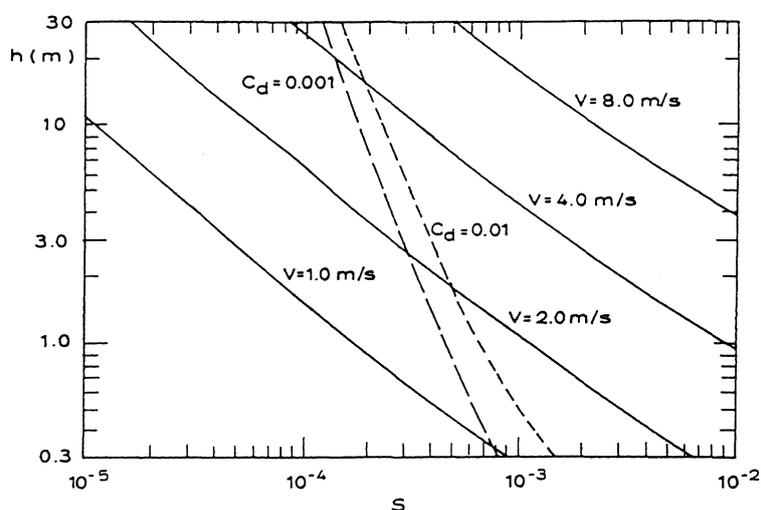


FIG. 2.—Relación pendiente-profundidad del cauce para materiales de densidad relativa 2,65 y diámetro 0,2 mm. Las líneas de tendencia definen las condiciones para valores constantes de velocidad media y de concentración de sedimentos liberados (Fuente: WILSON, 1987).

Una aproximación metodológica, muy utilizada en el análisis de los perfiles de concentración de sólidos, es el modelo de fuerza dispersiva de PUGH (1982), según el cual el peso de las partículas sólidas sumergidas es compensado por una combinación de la fuerza normal intergranular y la fuerza dispersiva causada por la turbulencia del fluido. Los perfiles resultantes dan la concentración liberada (C_a) (Fig. 2), y, para determinados sedimentos, la proximidad de las rectas de concentración constante se explica a través de relaciones implícitas en las leyes de energía. WILSON (1984, 1987) aplica este modelo a la capa inferior de la corriente, donde la carga tractiva es dominante. Para ello, combina la distribución lineal de la concentración de la carga de lecho con el análisis de fuerza de BAGNOLD (1956), obteniendo fórmulas de resistencia-fricción y de transporte de la carga de fondo.

Ecuaciones de régimen en relación con la geometría del cauce.—Las ecuaciones de régimen se han desarrollado empíricamente en cauces no rectilíneos situados en llanuras aluviales y constituyen una representación aproximada de los aspectos dominantes de la forma del cauce (anchura, B ; profundidad, d ; radio hidráulico, R ; perímetro mojado, P ; pendiente, S) y sus relaciones con las leyes de energía expresadas en términos de caudal (Fig. 3). Entre las más clásicas y conocidas figuran las ecuaciones de LACEY (1930, 1933)

$$R = \left(\frac{Q}{3,07f} \right)^{1/3} \quad (9)$$

$$P = 2,67\sqrt{Q} \quad (10)$$

$$S = 0,55 \cdot 10^{-4} f^{5/8} Q^{-1/6} \quad (11)$$

donde Q es el caudal y f el factor de sedimentos de Lacey.

Dingman y Sharma (1997) proponen una nueva relación estadística para el cálculo del caudal:

$$Q = 1,564A \cdot 1,173R \cdot 0,45 - 0,054 \log(S) \quad (12)$$

Donde Q es el caudal (m^3/s), A el área de la sección transversal (m^2), R el radio hidráulico (m) y S la pendiente de la superficie del agua. Esta

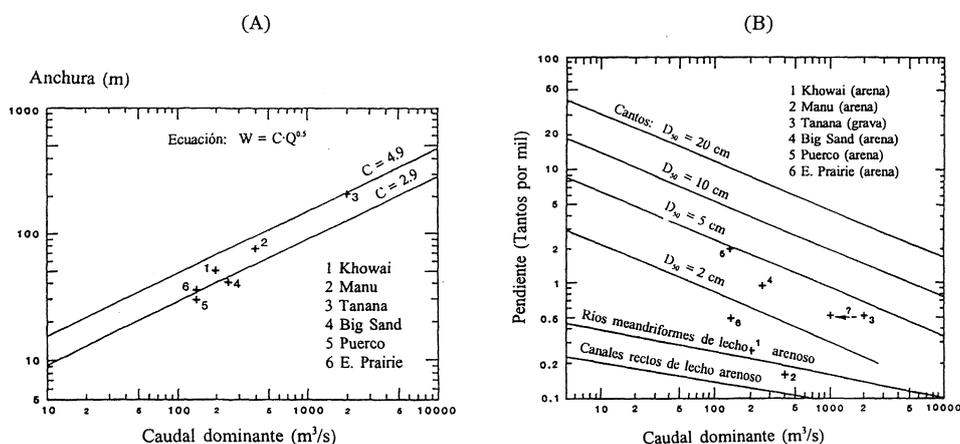


FIG. 3.—Relaciones de la anchura (A) y la pendiente de régimen (B) con el caudal dominante de varios ríos (NEILL y YAREMKO, 1988).

ecuación ofrece predicciones completamente precisas e imparciales excepto para corrientes en las que $Q < 3 \text{ m}^3/\text{s}$ y el número de Froude $< 0,2$. Permite estimar el caudal a partir de cantidades que son directamente medibles en el campo, y potencialmente a través de imágenes de satélite, sin tener que deducir un parámetro de resistencia, normalmente requerido por las relaciones hidráulicas convencionales, tales como las ecuaciones de Chezy o Manning.

Otro método para calcular el caudal a partir de los datos de satélite se basa en la geometría del cauce en una estación y en las curvas de caudal desarrolladas por LEOPOLD *et al.* (1964). Estas relacionan el caudal con la profundidad (o radio hidráulico) y el área de la sección transversal mediante la expresión

$$Q = cXf \tag{13}$$

Donde X es una dimensión de la geometría del cauce y c y f son coeficientes empíricos, característicos de un tramo dado, que generalmente pueden ser predecidos (CHANG, 1988; MERIGLIANO, 1997). Adicionalmente pueden emplearse las relaciones entre los parámetros de geometría hidráulica tabulados por CHOW (1959) para diferentes formas de cauces y las ecuaciones formuladas para cauces rectangulares y triangulares por el HEC (1990). La precisión y resolución de las obser-

vaciones de satélite, unida a la calibración sobre el terreno y comparación con datos obtenidos a partir de imágenes de satélite en infrarojo y visible y otras bases de datos, tales como las procedentes del análisis topográfico y los SIG, han permitido muy recientemente la elaboración de nuevas propuestas hidrológicas en este sentido (KOBILINSKY *et al.*, 1993; SMITH *et al.*, 1996; MASSONET, 1997).

— *Estabilidad de los márgenes.* La forma del cauce está controlada, en gran medida, por el grado de estabilidad o altura crítica de los márgenes. Cuando se excede esta altura, se producen rupturas, cuya tipología (planar, rotacional,...) y mecanismos dependerán de la forma del margen y de la naturaleza de los materiales que lo componen. Para alturas críticas de margen con ruptura de deslizamiento planar, THORNE (1982) propone la ecuación

$$H_c = \frac{4c}{\gamma} \left[\frac{\text{sen } \theta \cos \varphi}{l - \cos(\theta - \varphi)} \right] \quad (14)$$

siendo θ el ángulo de margen y φ el ángulo de fricción.

Una característica peculiar de este tipo de ecuaciones es que son independientes del flujo de agua. Asumiendo que el rango de variación del ángulo de margen es limitado, los términos de la ecuación (14) presuponen que para un material determinado de margen, o sea para un valor c y un ángulo de fricción dado, existe una altura de margen o profundidad del cauce máxima permisible. Esto implica que, para grandes caudales, la profundidad del cauce sería independiente del caudal. Las relaciones de régimen de LACEY (1930, 1933) sugieren, por el contrario, que la profundidad aumenta con el caudal.

— *Corte crítico del margen.* La anchura del cauce se halla también controlada por la tensión máxima de corte soportable por los márgenes (SINGH, 1983). Para un margen constituido por un mismo material el límite máximo de corte es constante. La ecuación propuesta por Singh para calcular esta tensión de corte del margen (t_w) se expresa mediante

$$t_w = 0,75\gamma_w \cdot dS \quad (15)$$

siendo d la profundidad y S la pendiente.

Cabe tener en cuenta 1) que la corriente transporta una carga de sedimentos finos en cuyo caso las condiciones en los márgenes del cauce se aproximan a las de iniciación del movimiento, y 2) que la ratio de la tensión de corte del margen/ tensión total de corte es una función de la ratio anchura/profundidad, o sea

$$t_w = t_t \cdot F(B/d) \quad (16)$$

para una función F , donde B es la anchura del cauce, d es la profundidad y t_t la tensión de corte total.

Combinando las ecuaciones de régimen de Lacey para R (radio hidráulico) y S , se obtiene, sin embargo, una expresión que relaciona directamente el producto RS con el caudal

$$gRS = \frac{g0,55 \cdot 10^{-4} f^{1/24} Q^{1/6}}{(3,07)^{1/3}} \quad (17)$$

donde g es la aceleración debida a la gravedad.

— *Equilibrio transversal.* Parece obvio que conforme el caudal crece aguas abajo en un cauce aluvial, existe una tendencia a la erosión de los márgenes y, por tanto, a aumentar la anchura de aquél. Esto se incorpora implícita o explícitamente en todas las teorías sobre anchura de régimen consideradas hasta aquí. Sin embargo, no debe olvidarse que si el caudal es reducido, por ejemplo aguas abajo de un embalse, dicha tendencia se invierte, predominan los procesos de deposición y disminuye la anchura del cauce. Puede comprobarse entonces que la anchura de régimen se logra sólo como un balance entre mecanismos opuestos que tienden a causar erosión incrementando la anchura del cauce y los que tienden a causar deposición provocando un decrecimiento de la misma.

Una aproximación sustancialmente diferente de la teoría de régimen de los cauces aluviales fue la adoptada por GLOVER y FLOREY (1951), LANE (1955), SIMONS (1957), LUNDGREN y JONSSON (1964), HIRANO (1973), PARKER (1978) e IKEDA (1981). Según estos autores, la estabilidad de determinados cauces se explica por la existencia de un equilibrio transversal estático o dinámico de las partículas del lecho.

La contribución más importante en este sentido se debe a PARKER (1978), que introdujo una teoría sobre la autoformación de cauces de are-

nas y limos en situación de equilibrio, asociada a mecanismos de erosión de margen y de deposición. La erosión de margen se atribuye aquí a la carga de lecho lateral generada por gravedad y relacionada con el transporte longitudinal de materiales. La deposición se produce por la difusión de los sedimentos en suspensión distribuidos de forma no uniforme en la sección transversal.

Sin embargo, la simple interpretación de la teoría de umbrales de los cauces aluviales conduce a una paradoja en torno a la condición de curso estable: el transporte del material de lecho es incompatible con una anchura estable. Conforme las partículas se desprenden de los márgenes, éstas son removidas hacia los sectores deprimidos del lecho y el cauce se ensancha mientras dura la acción de transporte. PARKER (1978) trata de resolver esta paradoja, mostrando el efecto de la dispersión lateral de las partículas en suspensión (parte 1) y el efecto de encubrimiento de la convexidad de la curva de meandro y de la transferencia del movimiento turbulento hacia los márgenes (parte 2). Con ello, plantea tres cuestiones básicas: 1) ¿cómo se distribuye la tensión de corte a lo largo del margen y de la superficie del lecho?, 2) ¿qué sección transversal existiría de producirse tasas similares de excavado y de sedimentación?, y 3) ¿cuándo se alcanza el estado de equilibrio parcial? La respuesta a este último interrogante requiere conocer cuál sería la distribución de la tasa de erosión correspondiente a una determinada distribución transversal del vector de desplazamiento-dispersión, para que la sedimentación sea igual al excavado y la sección permanezca estable.

No obstante, cuando se trata de una sección $Y(y)$ con una distribución de la tensión de corte tal que la tasa de erosión satisface la condición de equilibrio parcial, el problema no es lineal, en tanto que el factor de desplazamiento y la distribución de la erosión dependen esencialmente de la variación experimentada por la tensión de corte con la profundidad.

Como en una sección con pendiente transversal insignificante, P (perímetro mojado) no difiere sustancialmente de y (coordenada transversal), y la profundidad es más o menos constante, la ecuación de profundidad - tensión de corte de Lundgren y Jonsson (PARKER, 1978, parte 2, ecuación 13) toma la expresión

$$\delta - d [\gamma^2 + \psi + d\delta/dy]/dy = Y + 1/2 + Y^2 + d^2Y/dy^2 \quad (18)$$

Normalmente la distribución de la tensión de corte es algo más homogénea que $Y(y)$ en la parte central del cauce y más irregular cerca de los márgenes, donde el valor de Y (profundidad del agua) es pequeño. En este sentido, pueden seguirse las líneas generales del razonamiento propuesto por PARKER (1978), según las cuales, el movimiento de los sedimentos se realiza en dos fases: la fase de transporte de sedimentos en suspensión, en la que se produce una dispersión lateral de las partículas, y la fase con predominio de la carga de lecho y concentración de ésta en los sectores más profundos. El balance de masa para la carga suspendida y la carga total respectivamente puede considerarse

$$dF_L/dy = \xi - \zeta; \quad F_L + q_{BL} = 0 \quad (19)$$

El flujo dispersivo de los sedimentos en suspensión es proporcional al gradiente lateral de la carga total suspendida en la vertical, mientras que el transporte de la carga lateral está en relación directa con el transporte longitudinal y la pendiente transversal del lecho:

$$F_L = -\varepsilon_L + d\zeta/dy; \quad q_{BL} = \varepsilon_B + dY/dy \quad (20)$$

Considerando el balance de masa de la carga total (ecuación 19.2), las relaciones similares (20) entre los dos flujos laterales que intervienen en él y los gradientes de ζ e Y , y teniendo en cuenta que ε_B y ζ valen 0 hasta que se inicia el transporte de la carga de lecho,

$$\zeta = \int_0^Y \varepsilon_{BL} / \varepsilon_L + dY \quad (21)$$

o en la forma adimensional

$$\vartheta/D = F(\vartheta) \quad (22)$$

donde

$$F(\vartheta) = \int_0^\vartheta 4,5 + \varphi(\vartheta) / \vartheta_{3/2} + (\Delta + \vartheta/J)^{1-m} + d\vartheta \quad (23)$$

y m varía desde 0, en el caso de una carga estrictamente de fondo, hasta 1, cuando es dominante el transporte en suspensión. La combinación del balance de sedimentos en suspensión y las relaciones de ex-

cavado ($\xi = w + F(\vartheta)$) y de sedimentación ($\zeta = w + C(0) = w^2 + \zeta/\varepsilon_z$) conducen a la ecuación

$$\begin{aligned} d(D + \varphi(\vartheta) + dY/dy)/dy = \\ = [-c_w + F(\vartheta) + c_w^2 + (D/Y)^m + F(\vartheta)/\vartheta_{1/2}]/0,58 \end{aligned} \quad (24)$$

con las condiciones de límite natural equivalente a $F_L = 0$ en los márgenes. Como el índice de movilidad de Shields (ζ) es proporcional a Y , la ecuación no es lineal.

$Y(y)$	Profundidad del cauce en la distancia transversal y
C	Concentración de sedimentos
D	Diámetro característico de los sedimentos
F_L	Flujo de difusión lateral de los sedimentos en suspensión
c_w	Velocidad de caída (adimensional): $w/(g + \Delta + D)^{1/2}$
q_{BL}	Transporte lateral de la carga de lecho por unidad de longitud
$\varepsilon_L, \varepsilon_B$	Coefficientes de difusión
φ	Función de disipación
δ	Profundidad de tensión
ψ	Constante de Lundgren (entre 0,5 y 0,8)
Δ	Densidad relativa de los sedimentos
ξ	Tasa de erosión del lecho
ζ	Tasa de sedimentación
ζ	Carga total suspendida en la vertical
ϑ	Factor de movilidad de Shields

— *Geometría hidráulica y corriente de régimen crítico.* El incremento de caudal aguas abajo ejerce un control sistemático a largo plazo sobre la geometría del cauce. Para un caudal dado, la corriente crítica minimiza la energía requerida y, a diferencia de la corriente subcrítica y supercrítica, aquélla es independiente de la rugosidad del lecho y de la pendiente, especialmente en cauces labrados en roca (TINKLER, 1998). La corriente de régimen crítico controla la geometría del cauce, de modo que i) la anchura aumenta linealmente en función de la carga de sedimentos, una vez que la velocidad excede las condiciones de umbral para el transporte, y ii) los márgenes que por su resistencia limitan la anchura del cauce (p.e. cañones encajados) tienden a aumentar la profundidad y la velocidad, intensificando con ello la erosión potencial del lecho.

— *Aplicación de las teorías de régimen a medios áridos y semiáridos.* Frente a una amplísima bibliografía referida al comportamiento de los cauces de régimen bajo condiciones húmedas y caudales variables existe actualmente una importante falta de información sobre los cauces efímeros de medios áridos y semiáridos.

Desde que en 1956 LEOPOLD y MILLER publicaran su artículo sobre factores hidráulicos de los cursos efímeros y su relación con la red de drenaje, se han realizado pocos trabajos en este sentido. NOUH (1988) efectuó medidas en 37 cauces efímeros de una zona extremadamente árida de Arabia Saudí con el fin de desarrollar fórmulas de régimen que relacionaran las dimensiones y modelo de trazado con las características de las inundaciones y el flujo de sedimentos. Según este autor, la geometría hidráulica de estos cursos mantiene una alta correlación con el caudal medio anual de inundación, Q , y con el caudal pico de inundación calculado para un período de retorno de 50 años, Q_{p50} . De acuerdo con ello, propone como ecuación de régimen

$$B, D, S = \xi_1(Q_{p50}/Q)^a + \xi_2(1+d)^\beta c^\gamma \quad (25)$$

donde B es la anchura del cauce (m); D , la profundidad media (m); S , la pendiente del lecho (cm/km); d , el diámetro de la mediana de los sedimentos en suspensión (mm); c , la concentración media de la carga en suspensión (kg/m^3) y $\xi_1, \xi_2, \alpha, \beta$ y γ son constantes a determinar en cada regresión. Utilizando los datos de las secciones analizadas, se obtiene

$$B = 28,30(Q_{p50}/Q)^{0,83} + 0,018(1+d)^{0,93}c^{1,25} \quad (26)$$

$$B = 1,29(Q_{p50}/Q)^{0,65} - 0,01(1+d)^{0,98}c^{0,46} \quad (27)$$

en las que Q_{p50}/Q se expresa en cientos de m^3/s . En ambas adquiere singular importancia la variable $(1+d)c$, que podría ser incluida al plantear ecuaciones de régimen en medios climáticos similares.

En otras zonas áridas las dificultades prácticas para aplicar los conceptos de régimen son todavía mayores. En el Sur de Yemen, las pendientes son muy escarpadas, las secciones de cauce no pueden considerarse estables y el carácter efímero de las corrientes y su infrecuencia implican ciertos problemas en relación con alguna de las condiciones de régimen. El trabajo de CLARK y DAVIES (1988), sobre la teoría de régimen

aplicada a los wadi de esta región, demuestra que las relaciones de régimen de Bray para la anchura del cauce (ecuación 26) dan valores razonables cuando se emplean con corrientes representativas de menor frecuencia que las que normalmente se consideran aplicables. Tales corrientes han sido estimadas para períodos de retorno entre 5 y 20 años.

$$B = 3,83Q_2^{0,528}D_{50}^{-0,07} \quad (28)$$

Q_2 = Caudal de *bankfull* o corriente con dos años de período de retorno.

D_{50} = Tamaño de la mediana de los materiales de lecho.

La aplicación de alguna de las ecuaciones disponibles de profundidad de «régimen» (p.e. *relaciones de resistencia y fricción*) generó valores muy altos para las profundidades y sus correspondientes rugosidades. Dado el carácter poco abrupto de los *wadi*, en comparación con aquéllos otros para los que se desarrolló este tipo de ecuaciones, estos resultados no son sorprendentes. Como solución parcial, en los tramos con lechos de grava, se modificó la ecuación de Manning, adoptando el coeficiente definido por la fórmula de LIMERINOS (1970):

$$n = \frac{0,133Y^{0,167}}{1,16 + 2 \log(Y / D_{84})} \quad (29)$$

Donde Y es la profundidad de la corriente y D_{84} el tamaño del 84 centilo del material de lecho. En las condiciones antes señaladas, este último es un parámetro de estimación subjetiva, con incertidumbres inherentes al propio muestreo.

Actualmente se reconoce también la importancia de otros parámetros hidráulicos, tales como la *transmisión de la corriente* y el *coeficiente de almacenamiento*, en relación con determinados modelos de cauce. KNIGHTON y NANSON (1994) los aplican al estudio del Cooper Creek en sus tramos anastomosados de Currareva - Nappa Merrie y Nappa Merrie - Innaminka.

Las interrelaciones entradas-salidas definidas en términos de volumen total de corriente y de caudal pico muestran, para el tramo Currareva - Nappa Merrie, que, por encima de un umbral de corriente del 25% de duración, las pérdidas de transmisión exceden el 75% sobre la media.

Este nivel de pérdida no varía linealmente, siendo comparable con los de otros ríos de zonas áridas (WALTERS, 1990; HUGUES y SAMI, 1992).

Para medios semiáridos resulta especialmente útil el método de geometría de cauces, ya empleado por numerosos autores como método indirecto de estimación de caudales de inundación (RIGGS, 1974; OSTERKAMP y HEDMAN, 1982; WHARTON, 1992, 1995). Este método se basa en las relaciones entre la geometría hidráulica del cauce y los caudales de régimen alto («bankfull» y desbordamiento), de modo que puede servir para la predicción de sucesos hidrológicos extremos y la planificación de espacios de riesgo. Una vez definidas estas relaciones, generalmente con forma de ecuación potencial, basta conocer la anchura o el área del cauce en una sección concreta para estimar aquí las características de la corriente en condiciones de régimen alto. HEDMAN (1970) aplicó este método en cursos efímeros californianos y obtuvo la ecuación

$$Q_d = 258 \cdot W_d^{1,54} \cdot D_d^{0,6} \quad (30)$$

donde W_d y D_d son respectivamente la anchura y profundidad del cauce ocupado por el caudal dominante (Q_d).

Para regiones semiáridas occidentales de USA, OSTERKAMP y HEDMAN (1979) desarrollaron la ecuación

$$Q_{10} = 4,14 \cdot W_b^{1,63} \quad (31)$$

donde W_b es la anchura del cauce en situación de bankfull y Q_{10} el caudal predecible para un tiempo de retorno de 10 años. La misma metodología ha sido empleada por CONESA GARCÍA y ÁLVAREZ ROGEL (1996) en el tramo medio del Segura (Sureste de la Península Ibérica) (Fig. 4). Las variables de geometría hidráulica, cuya medida proporciona mayor grado de fiabilidad en la predicción de caudales medios anuales de crecida (Q_{ma}) del Segura son el área y la anchura del cauce activo o bankfull (A_b y W_b respectivamente), el área de overtopping (A_{ot}) y la longitud de onda de los meandros (λ). El área y la anchura de la sección activa mantienen también una correlación alta con los caudales máximos instantáneos estimados para tiempos de retorno inferiores a 10 años, pero no son indicadores adecuados para predecir sucesos mayores. El caudal medio dominante de las crecidas de este río figura, por tanto, como el principal responsable en la construcción de las secciones trapezoidales

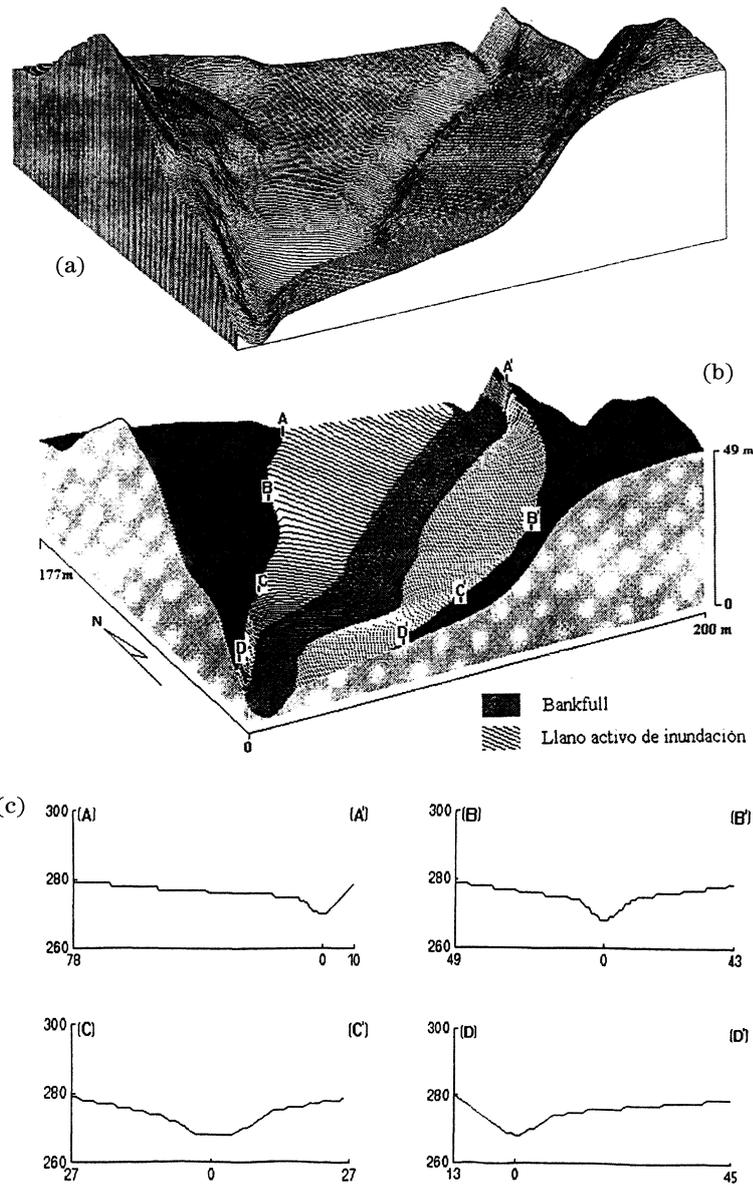


FIG. 4.—Obtención de parámetros de geometría hidráulica mediante SIG: (a) MDT del sector Menjú-Abarán (Vega Alta del Segura). (b) MDT combinado con una imagen «drape» de niveles de referencia geomórficos. (c) Indicación de los perfiles transversales seleccionados a lo largo del tramo.
Fuente: CONESA GARCÍA y ÁLVAREZ ROGEL, 1997.

que conforman su cauce activo, siendo el área de éstas el parámetro geométrico más estrechamente relacionado con aquél ($Q_{ma} = 0,062 \cdot A_b^{1,524}$, con $r^2 = 0,96$). Corresponden a este umbral flujos de régimen alto que ocupan toda o buena parte de la sección del cauce principal y constituyen sucesos de gran efectividad morfológica. En ocasiones están relacionados con prolongadas crecidas que terminan desbordando las motas del cauce y, más a menudo, sobrevienen como corrientes aisladas, repentinas que, aun siendo importantes, no llegan a coronar los márgenes (CONESA GARCÍA, 1995).

En general, para este tipo de medios, entre los que se incluyen los sistemas de drenaje efímero de la vertiente mediterránea española, resulta fundamental contar con una buena estimación acerca de la magnitud del transporte (ROSELLÓ, 1985; MATEU BELLÉS, 1989; SEGURA, 1990; GARCÍA RUIZ *et al.*, 1996). Una de las fórmulas más recomendadas para evaluar el caudal sólido de los cursos torrenciales (MARTÍN VIDE *et al.*, 1993a) es la ecuación de transporte sólido de Meyer-Peter y Müller, en su versión

$$\frac{D_{50}^{1/4} q^{3/4} i^{7/10}}{n^{9/10}} = 7,46D_{50} + 15,7q_5^{2/3} \quad (32)$$

con q caudal unitario (m^3/s), i pendiente (tantos por uno), D_{50} tamaño de la mediana en peso del material de lecho (m) y n coeficiente de rugosidad de Manning. MARTÍN VIDE *et al.* (1993b) aplican esta fórmula y la relación entre caudales unitarios líquido (q) y sólido (q_s) a hidrogramas de simulación correspondientes a la avenida del 9 de septiembre de 1992 en la riera de las Arenas (cuena del río Llobregat), a fin de obtener su volumen sólido total como integral de los hidrogramas sólidos o sedimentogramas.

Conclusiones

El comportamiento del cauce aluvial es a menudo estocástico (probabilístico); pueden predecirse las tendencias probables (estados medios), pero no las condiciones instantáneas individuales. La modelización determinística podría ser factible incluso a nivel de microcuencas, pero la recopilación de datos durante un período suficientemente representativo impone en este caso serias limitaciones prácticas.

Las teorías de régimen y, en general, de *ajuste dinámico de los cauces* están principalmente basadas en relaciones empíricas entre variables dependientes referidas a la geometría hidráulica y variables independientes definidas por las condiciones de la corriente y transporte de sedimentos. La teoría de régimen incluye a la vez supuestos espaciales y temporales. Los primeros son supuestos racionales: el cauce experimenta las modificaciones necesarias para acomodar el caudal dominante. Los supuestos temporales hacen referencia a las escalas de tiempo consideradas en el desarrollo y validación de cada modelo. En opinión de HICKIN (1983) y de NEWSON (1986) el concepto de régimen se aplica normalmente a la escala temporal de ingeniería, o sea a períodos en que se elaboran proyectos de esta índole, con duración suficiente para establecer una base de datos de tasas y direcciones de cambio de un cauce natural. Y, sin embargo, está claro que para tales períodos existen inconsistencias sistemáticas en la consideración de una forma de cauce en equilibrio, incluso dinámico.

Uno de los avances más radicales en este ámbito se ha producido recientemente con el desarrollo de una metodología analítica y racional. Esta nueva aproximación responde a una descripción teórica de los procesos fluviales dominantes más que a un tratamiento puramente empírico. No obstante, queda todavía mucho por hacer en el afianzamiento de una teoría como ésta que relaciona el tamaño y la forma del cauce con los diferentes procesos físicos implicados. Aunque se han conseguido importantes progresos al combinar ecuaciones que describen el transporte de sedimentos y la fricción aluvial, todavía hoy no se conoce una solución definitiva al problema de determinar la anchura de los cauces en régimen.

El rango de aplicación de la teoría de régimen ha ido creciendo ininterrumpidamente —de canales a cursos naturales de lechos de arena y, posteriormente, a ríos con lecho de grava— pero sobre estos últimos existe un conocimiento deficiente y falta información de campo. ¿No se habrá olvidado que la teoría de régimen comenzó fundamentada en determinaciones empíricas y necesita seguir manteniéndose sobre la base de las observaciones?

Los estados de equilibrio constituyen en conjunto un período de redefinición (SCHUMM, 1977). En un proceso de reajuste dinámico del cauce a nuevas condiciones medioambientales, la inestabilidad es transitoria, pero también necesaria para alcanzar dichos estados. Tal adap-

tación no se produce de forma inmediata, requiere lustros e incluso décadas para ser completada. Por otra parte, la alteración puntual del sistema puede tener efectos importantes dentro de un contexto espacial más amplio. Los cambios originados aguas arriba influyen aguas abajo con un retardo temporal causa-efecto, especialmente en los tramos medio e inferior de los cursos fluviales. Con frecuencia, estos cursos atraviesan fases transitorias y se hallan sometidos a continuos cambios. Establecer si un río está ya ajustado o se está adaptando a nuevos controles, así como conocer la naturaleza y magnitud probable de una futura modificación del cauce, son aspectos de particular interés para los ingenieros y geógrafos encargados de planificar la actuación sobre este tipo de sistemas.

REFERENCIAS

- ANDREWS, E. D. (1982): «Bank stability and channel width adjustment, East Fork River, Wyoming», *Water Resources Research*, 18, pp. 1184-1192.
- ASHMORE, P. (1999): «What would we do without Rosgen?: Rational regime equations and channel design», *Proceedings of the Second International Conference on Natural Channel Systems*, March 1-4, 1999, Niagara Falls, pp. 343-349.
- BAGNOLD, R. A. (1956): «The flow of cohesionless grains in fluids», *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A.*, 249, pp. 235-297.
- BETTES, R., WHITE, W. R. y REEVE, C. E. (1988): «On the width of regime channels», en *Proc. Int. Conf. on River Regime*. Hydraul. Res., Wallingford, 18-20 Mayo.
- BLENCH, T. (1951): *Canals, channels and rivers*. London, Civil Engineering Reference Book, Butterworth.
- (1957): *Regime behaviour of canals and rivers*. London, Butterworth.
- (1986): *Mechanics of plains rivers*. Edmonton-Alberta, Univ. of Alberta Press.
- CHANG, H. H. (1979): «Geometry of Rivers in Regime», *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, vol. 105, n.º HY6, pp. 691-706.
- (1980): «Stable alluvial canal design», *Journ. Hydraul. Div., ASCE*, 106 (5), pp. 873-891.
- (1988): *Fluvial Processes in River Engineering*. John Wiley & Sons, Chichester.
- CHARLTON, F. G. (1982): «River stabilization and training in gravel-bed rivers», en R. D. Hey, J. C. Bathurst y C. R. Trhorne (Eds.), *Gravel-Bed Rivers*, J. Wiley & Sons, Chichester, pp. 635-657.
- CHANGMING, L. y DAKANG, Z. (1983): «Impact of south-to-north water transfer upon the natural environment», en A. K. Biswas, *Long-distance Water transfer*. Tycooly International, Dun Laoghaire, Ireland, pp. 169-180.
- CHOW, V. T. (1959): *Open-Channel Hydraulics*. McGraw-Hill, New York.
- CLARK, P. B. y DAVIES, S. M. A. (1988): «The application of regime theory to wadi channels in desert conditions», en *International Conference on River Regime*. W. R. White (Ed.), Hydraulics Research, Wallingford, pp. 67-82.

- CONESA GARCÍA, C. (1995): «Torrential Flow Frequency and Morphological Adjustments of Ephemeral Channels in South-East Spain», en E. J. Hickin (Ed.), *River Geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, ch. 9, pp. 169-192.
- y ÁLVAREZ ROGEL, Y., 1996: «El método de geometría de cauces aplicado a la estimación de caudales máximos de crecida en la Vega Alta del Segura», *Cadernos*, 21. Laboratorio Xeolóxico de Laxe, La Coruña, pp. 469-482.
- (1999): «Cambio ambiental y equilibrio dinámico de los cauces», *Papeles de Geografía*, n.º 30, pp. 31-46.
- DAVIES, T. R. H. y SUTHERLAND, A. J. (1983): «Extremal Hypotheses for river behavior», *Water Resources Res.*, vol. 19, 1, pp. 141-148.
- DINGMAN, S. L. y SHARMA, K. P. (1997): «Statistical development and validation of discharge equations for natural channels», *Journal of Hydrology*, 199, pp. 13-35.
- GARCÍA RUIZ, J. M., WHITE, S. M., MARTÍ, C., VALERO, B., ERREA, M. P. y GÓMEZ VILLAR, A., 1996: *La catástrofe del barranco de Arás (Biescas, Pirineo Aragonés) y su contexto espacio-temporal*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza, 54 pp.
- GLOVER, R. E. y FLOREY, Q. L. (1951): «Stable channel profiles», U.S. Bur. Reclamation, *Hydrology*, 325.
- HEC (1990): *HEC-1 Flood Hydrograph Users Manual*. Hydrologic Engineering Center, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, CA.
- HEDMAN, E. R. (1970): *Mean Annual Runoff as related to Channel Geometry of Selected Streams in California*, United States Geological Survey, Water Supply Paper 199-E, Washington DC.
- HEY, R. D. y THORNE, C. R. (1986): «Stable channels with mobile gravel beds», *Journ. Hydraul. Eng., ASCE*, 112(8), pp. 671-689.
- HICKIN, E. J. (1983): «River channel changes: retrospect and prospect», *Special Publication 6 of the International Association of Sedimentologists*, pp.61-83.
- HIRANO, M. (1973): «River bed variation with bank erosion», *Proc. Japan Soc. Civil Engrs.*, 210, pp. 13-20.
- HOOKE, J. y MANT, J. (2002): «Morpho-dynamics of Ephemeral Streams», en L. J. Bull y M. J. Kirkby (Eds.), *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels*. John Wiley & Sons, LTD, Chichester, pp. 173-204.
- HUGUES, D. A. y SAMI, K. (1992): «Transmission losses and associated moisture dynamics in a semi-arid ephemeral channel system in southern Africa», *Hydrological Processes*, 6, pp. 45-53.
- IKEDA, S. (1981): «Self-formed straight channels in sandy beds», *Journ. Hydraulics Division ASCE*, vol. 107, HY04.
- INGLIS, C. C. (1948): «Historical note on empirical equations, developed by engineers in India for flow of water and sand in alluvial channels», *2nd Meeting of the International Association for Hydraulic Research, Stockholm*.
- KENNEDY, R. G. (1895): «The prevention of silting in irrigation canals», Paper n.º 2826, *Minutes of Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, vol. CXIX, pp. 281-290.
- KNIGHTON, A. D. y NANSON, G. C. (1994): «Flow transmission Along an Arid Zone Anastomosing River, Cooper Creek, Australia», *Hydrology Processes*, vol. 8, 2, pp. 137-154.
- KOBLINSKY, C. J., CLARKE, R. T., BRENNER, A. C. y FREY, H. (1993): «Measurement of river level with satellite altimetry», *Water Resources Research*, 29 (6), pp. 1839-1848.
- LACEY, G. (1930): «Stable channels in alluvium». Paper n.º 4736, *Minutes of Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, vol. 229, pp. 259-284.
- (1933): «Uniform flow in alluvial rivers and canals», *Proc. ICE*, 237, pp. 421 y ss.
- (1939): «Regime flow in incoherent alluvium», Public. n.º 20, *Central Board of Irrigation*. India, 18 Julio.

- LACEY, G. (1946): «A general theory of flow in alluvium», Paper n.º 5518, *Journal of the Institution of Civil Engineers*, vol. 27, pp. 16-47.
- (1958): «Flow in alluvial channels with sandy mobile beds», *Proceeding of the Institution of Civil Engineers*, vol. 9, pp. 145-164.
- LANE, E. W. (1955): «Design of stable channels», *Trans. ASCE*, 120, pp. 1234-1279.
- LEOPOLD, L. B. y MILLER, J. (1956): «Ephemeral streams-hydraulic factors and their relation to the drainage net». Professional Paper n.º 282-A, *U.S Geological Survey*.
- y WOLMAN, G. (1957): «River channel patterns: braided, meandering and straight», *U.S. Geol. Survey*, Prof. Paper 282-B.
- LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G. y MILLER, J. P. (1964): *Fluvial Processes in Geomorphology*. W. H. Freeman, New York.
- LIMERINOS, J. T. (1970): «Determination of de Manning coefficient from measured bed roughness in natural channels», Water Supply Paper 1898-B, *UK Geological Survey*. Washington DC.
- LINDLEY, E. S. (1919): «Regime channels», *Punjab Engineering Congress*. Lahore, Government of India, pp. 63-74.
- LUNDGREN, H. y JONSSON, I. G. (1964): «Shear and velocity distribution in shallow channels», *Proc. ASCE J. Hydraulic Div.*, 90, HY1, pp. 1-21.
- MAIDMENT, D. E. (1993): «GIS and Hydrological Modeling», en M. F. Goodchild, B. O. Parks y L. T. Steyaert (Eds.), *Environmental Modeling with GIS*. Oxford University Press, pp. 147-167.
- MARTÍN VIDE, J. P., NIÑEROLA CHIFONI, D. y GÓMEZ NAVARRO, L. (1993a): «Instrumentació i anàlisi hidrològic de la conca de la riera de les Arenes», *III Trobada d'estudiosos de Sant Llorenç del Munt i l'Obac*, 6 pp.
- MARTÍN VIDE, J. P., ROSELLO ESTELRICH, R., NIÑEROLA CHIFONI, D. y GÓMEZ NAVARRO, L. (1993b): «La avenida del 9 de Septiembre de 1992 en la riera de las Arenas». Depto. de Ingeniería Hidráulica, Marítima y Ambiental, U.P.C., Barcelona.
- MASSONET, D. (1997): «Satellite radar interferometry», *Scientific American*, Feb. 1997, pp. 46-53.
- MATEU BELLÉS, J. F. (1989): «Ríos y ramblas mediterráneos», en *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca del Mediterráneo*. Instituto Universitario de Geografía, Universidad de Alicante, Caja de Ahorros del Mediterráneo, Alicante, pp. 133-150.
- MERIGLIANO, M. F. (1997): «Hydraulic geometry and stream channel behavior. An uncertain link», *Journal of the American Water Resources Association*, 33 (6), pp. 1327-1337.
- MORAD, M. y TRIVIÑO PÉREZ, A. (2001): «Sistemas de Información Geográfica y modelizaciones hidrológicas: una aproximación a las ventajas y dificultades de su aplicación», *Boletín de la AGE*, 31, pp. 23-46.
- NANSON, G. C., TOOTH, S. y KNIGHTON, A. D. (2002): «A Global Perspective on Dryland Rivers: Perceptions, Misconceptions and Distinctions», en L. J. Bull y M. J. Kirkby (Eds.), *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels*. John Wiley & Sons, LTD, Chichester, pp. 17-54.
- NEILL, C. R. y YAREMKO, E. K. (1988): «Regime aspects of flood control channelization», en *International Conference on River Regime*, W. R. White (Ed.), Wallingford, pp. 317-330.
- NEWSON, M. D. (1986): «River basin engineering- fluvial geomorphology», *Journal of the Institution of Water Engineers and Scientists*, 40 (4), pp. 307-324.
- NOUH, M. (1988): «Regime channels of an extremely arid zone», en *International Conference on River Regime*, W. R. White (Ed.), Wallingford, pp. 55-66.
- OSTERKAMP, W. R. y HEDMAM, E. R. (1979): «Discharge estimates in surface-mine areas using channel-geometry techniques», en *Proceedings of the Symposium on Surface Mining Hydrology, Sedimentology and Reclamation*. University of Kentucky.

- OSTERKAMP, W. R. y HEDMAM, E. R. (1982): *Perennial-streamflow Characteristics related to Channel Geometry in Missouri River Basin*. United States Geological Survey, Professional Paper 1242, Washington.
- PARKER, G. (1978): «Self formed straight rivers with equilibrium banks and mobile bed. Part.1: the sand silt river. Part 2: the gravel river», *Journ. Fluid Mechanics*, vol. 89, nov.
- POFF, N. L. y ALLAN, J. D. (1997): «The natural flow regime: a paradigm for river conservation and restoration», *Bioscience*, 47, pp. 769-784.
- PUGH, F. J. (1986): *Effects of single-size particles on turbulent slurry flow*. M.Sc. Thesis, Dept. Civil Eng., Queen's University, Kingston, Canada.
- RIGGS, H. C. (1974): «Flash flood potential from channel measurements», en *Flash Floods Symposium*. International Association Hydrological Sciences, Publication n.º 112, 52-56.
- ROBBINS, C. y PHILIPPS, S. P. (1996): «GIS/water resources tools for performing floodplain management modeling analysis», *AWRA Symposium on GIS and Water Resources*, Sept. 22-26. American Water Resources Association.
- ROSELLÓ, V. (1985): «Ramblas y barrancos: un modelo de erosión mediterránea», *Actas, Discurso, Ponencias y Mesas Redondas, IX Coloquio de geógrafos Españoles*. Universidad de Murcia, Murcia, pp. 177-184.
- SEGURA, F. (1990): *Las Ramblas Valencianas*. Departamento de Geografía, Universidad de Valencia, Valencia, 229 pp.
- SCHUMM, S. A. (1977): *The fluvial system*, Ed. John Wiley and Sons, New York, 338 pp.
- SIMONS, D. B. (1957): *Theory and design of stable channel in alluvial material*. M.Sc Thesis Colorado State University.
- SINGH, B. (1983): «Self adjustment of alluvial streams», *Proc. 2nd International Symposium on River Sedimentation*. Jackson, Mississippi, pp. 167-176.
- SMITH, L. C., ISACKS, B. L., BLOOM, A. L. y MURRAY, A. B. (1996): «Estimation of discharge from three braided rivers using synthetic aperture radar satellite imagery», *Water Resources Research*, 32 (7), pp. 2021-2034.
- SNELL, J. y SIVAPALAN, M. (1995): «Application of meta-channel concept. Construction of the meta-channel hydraulic geometry for a natural catchment», *Hydrological Processes*, 9 (5-6), pp. 485-505.
- THORNE, C. R. (1982): «Processes and mechanisms of river bank erosion», en R. D.Hey, J. C.Bathurst y C. R.Thorne (Eds.), *Gravel-bed rivers*.
- THORNE, C. R., CHANG, H. H. y HEY, R. D. (1988): «Prediction of hydraulic geometry of gravel-bed streams using the minimum stream power concept», en *Proc. Int. Conf. on River Regime*. Hydraul. Res., Wallingford, 18-20 Mayo.
- TINLEY, J. L. (1975): «Marromeu wrecked by the big dam», *African Wildlife*, 29 (2), pp. 22-25.
- TINKLER, K. J. (1998): «An hydraulic geometry of rockbed channels based on critical flow», *1998 Annual Meeting, Geological Society of America*. Toronto, October 26-29.
- WALTERS, M. O. (1990): «Transmission losses in arid region», *J. Hydrol. Engin. Am. Soc. Civ. Engin.*, 116, pp. 129-138.
- WHARTON, G. (1992): «Flood estimation from channel size: guidelines for using the channel-geometry method», *Applied Geography*, 12, 339-359.
- (1995): «The channel-geometry method: guidelines and applications», *Earth Surface Processes and Landforms*, 20, 649-660.
- WERNER, P. W. (1951): «On the origin of river meanders», *Trans. Am. Geophys. Union*, 32, pp. 898-902.
- WHITE, W. T., BETTESS, R. y PARIS, E. (1982): «Analytical approach to river regime», *Journ. Hydraulics Division*, ASCE, vol. 108, HY10.

- WILSON, K. C. (1984): «Analysis of contact-load distribution an application to deposition limit in horizontal pipes», *Journal of Pipelines*, 4, pp. 171-176.
- (1987): «Analysis of bed-load motion at high shear stress», *Journ. of Hydr. Engrs*, 113, 1, pp. 97-103.
- YANG, C. T. (1971a): «On River Meanders», *Journal of Hydrology*, vol. 13, pp. 213-253.
- (1971b): «Formation of riffles and pools», *Water Resources Research*, vol. 7, n.º 6, pp. 1567-1574.
- (1972): «Unit stream power and sediment transport», *American Society of Civil Engineers Proceedings, Journal of Hydraulics Division*, vol. 98, HY10, pp. 1805-1826.
- YANG, C. T. (1976): «Minimum unit stream power and fluvial hydraulics», *American Society of Civil Engineers Proceedings, Journal of Hydraulics Division*, vol. 102, HY7, pp. 919-934.
- (1978): «Minimum unit stream power and fluvial hydraulics», *American Society of Civil Engineers Proceedings, Journal of Hydraulics Division*, vol. 104, HY1, pp. 122-125.
- y STALL, J. B. (1978): «Applicability of unit stream power equation, closure», *American Society of Civil Engineers Proceedings, Journal of Hydraulics Division*, vol. 104, HY7, pp. 1095-1103.
- y SONG, C. S. (1979): «Theory of minimum rate of energy dissipation», *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, vol. 105, HY/, pp. 769-784.
- y — (1982): «Dynamic adjustments of alluvial channels», en *Adjustments of the Fluvial System*, D. D. Rhodes y G. P. Williams (Eds.), George Allen & Unwin, London, pp. 55-67.
- y — (1986): «Theory of minimum energy and energy dissipation rate», *Encyclopedia of Fluid Mechanics*, vol. 1, cap. 11, Gulf Publishing Company, pp. 353-399.
- YU, B. y WOLMAN, M. G. (1987): «Some dynamic aspects of river geometry», *Water Resources Research*, 23(3), pp. 501-509.

RESUMEN: Las aproximaciones geomórficas para describir y explicar la forma de equilibrio de un cauce fluvial y los métodos propuestos para el diseño de cauces de «régimen» estable han contado siempre con ecuaciones simples que relacionan las dimensiones del cauce con el tipo de sedimento, pendiente y caudal. Estas ecuaciones son ecuaciones empíricas de «geometría hidráulica», obtenidas a partir del análisis de regresión de variables relevantes muestreadas en cursos de agua naturales o ecuaciones «racionales» de régimen derivadas a partir de la teoría física sobre hidráulica y transporte de sedimentos. En este trabajo se muestran diferentes teorías e hipótesis de régimen para explicar el ajuste dinámico de los cauces aluviales en relación con los cambios ambientales: i) teoría de energía por unidad de corriente, ii) tasa mínima de disipación de energía, iii) modelo de fuerza dispersiva, iv) conceptos de fuerza tractiva límite y corte crítico de margen, v) otras relaciones de régimen. Finalmente, se dedica un apartado a la aplicación de las teorías de régimen en medios áridos y semiáridos, por considerarlo un aspecto complejo, de gran interés en el ámbito hidro-morfológico y hasta el momento poco estudiado.

PALABRAS CLAVE: teoría de régimen, ajuste dinámico del cauce, geometría hidráulica, pendiente de equilibrio, variables predictivas.

ABSTRACT: Geomorphic approaches to describe and explain the equilibrium alluvial river channel form, and another approach purposes to stable «regime» channel design,

have relied on simple equations relating channel dimensions to sediment grain-size, gradient and discharge. These equations are either empirical «hydraulic geometry» equations, obtained from regression analysis of the main variables sampled in natural rivers, or «rational» regime equations derived from physical theory of hydraulics and sediment transport. In this work several theories and hypothesis on the river regime are shown in order to explain the dynamic adjustments of channels in connection with environmental changes: i) theory of unit stream power, ii) minimum energy dissipation rate, iii) dispersive-force model, iv) concepts of boundary shear stress and critical bank shear, v) other regime relationships. Finally, the last part is devoted to the application of the regime theories in arid and semi-arid environments, by considering it a complex aspect, of great interest in the hydro-morphologic context and until the moment little studied.

KEY WORDS: Regime theory, dynamic adjustment of channels, hydraulic geometry, equilibrium river form, predictive variables.