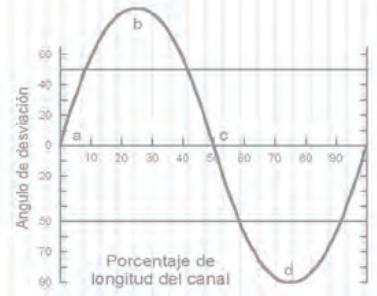
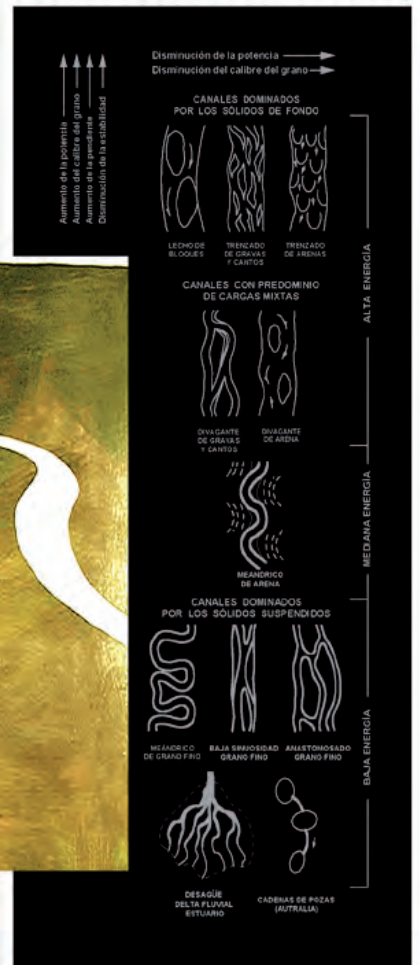
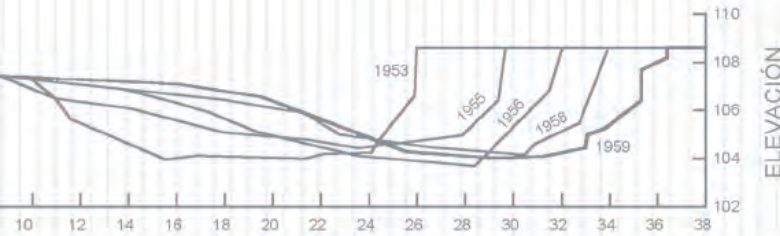


Simon Elliott M.



El río y la forma

Introducción a la Geomorfología Fluvial



RIL editores

SIMON ELLIOTT M.

El río y la forma

Introducción a la geomorfología fluvial



RiL editores

A mi madre Janet

A mi hermana Caroline

A mi hermana Dominique

Durante la etapa fluvial del ciclo hidrológico una partícula de agua cae como precipitación sobre una masa terrestre emergida. Su desplazamiento hacia el mar forjará gradualmente la ruta que seguirán luego las partículas de agua que la sucedan. A través de su recorrido esta partícula de agua ejecutará una diminuta porción de la gran tarea de reducir la elevación de la masa terrestre, al llevar, en última instancia hasta los océanos, moléculas o partículas de los materiales continentales... Las rutas posibles para el agua y su carga son muy variadas... La geomorfología (fluvial) se ocupa de esas rutas, de las formas que asumen durante el proceso evolutivo del paisaje, y de los principios que gobiernan el desarrollo y las formas de esas rutas.

Leopold and Langbein, 1962

ÍNDICE

PRESENTACIÓN

I. EL RÍO Y LA ENERGÍA

I.A ENTRE EL DETERMINISMO Y EL AZAR

<u>Procesos formativos</u>	15
<u>Cabeceras de canales</u>	17
<u>La red hidrográfica</u>	20
<u>La red fluvial</u>	24
<u>La geometría hidráulica</u>	28
<u>El meandro</u>	33
<u>Recapitulando: regularidad e indeterminación</u>	40

I.B LA MÁQUINA DE TRANSPORTE

<u>El sistema termodinámico abierto</u>	42
<u>Mínimo trabajo y trabajo uniforme</u>	45
<u>Estabilidad</u>	48
<u>Autoorganización</u>	51

I.C GEOMORFOLOGÍA E INGENIERÍA

<u>Intervenciones humanas</u>	53
<u>Uso de suelos</u>	55
<u>Canalizaciones</u>	57
<u>Embalses y represas</u>	60
<u>Catastrofismo y prudencia</u>	63

II. EL SISTEMA EN FUNCIONAMIENTO

II.A FLUJOS (ELEMENTOS DE HIDRÁULICA)

<u>Fluir</u>	67
<u>Comportamiento del flujo</u>	69
<u>Flujo uniforme y constante</u>	72
<u>Distribución de las velocidades de flujo</u>	74
<u>Resistencia al flujo</u>	77
<u>Continuidad en canales abiertos</u>	79
<u>Flujo en canales naturales</u>	82

II.B CAUDALES (ELEMENTOS DE HIDROLOGÍA)

<u>El ciclo hidrológico</u>	84
<u>Regímenes de flujo</u>	87
<u>Cuantías fundamentales</u>	90
<u>Frecuencia y duración de descargas</u>	94
<u>Onda de avenida</u>	98
<u>Hidrometría</u>	101

II.C DINÁMICAS DE SEDIMENTOS	
<u>Sedimento</u>	104
<u>Origen del sedimento</u>	106
<u>Granulometrías y mezclas</u>	107
<u>Evolución del sedimento en el sistema</u>	110
<u>Erosión de laderas</u>	112
<u>Erosión fluvial</u>	116
<u>Dinámicas de transferencia</u>	119
<u>Producción de sedimentos</u>	122

II.D TRANSPORTE DE SEDIMENTOS	
<u>Condiciones y modos de transporte</u>	127
<u>Transporte de fondo</u>	129
<u>Transporte igualitario</u>	133
<u>Transporte en suspensión</u>	136
<u>Deposición</u>	138
<u>Dimensionamiento del transporte</u>	140
<u>Modelización del transporte, elementos básicos</u>	142
<u>Modelos de transporte, corroboración</u>	145

III. MORFOLOGÍA FLUVIAL

III.A MORFOLOGÍA DE LOS SUBSTRATOS	
<u>Generalidades</u>	147
<u>Substratos</u>	149
<u>Segregación del material particulado</u>	151
<u>Morfología de los substratos de montaña</u>	154
<u>Barras, rabiones y pozas</u>	157
<u>Rasgos en arena y roca</u>	160

III.B PATRONES Y PERFILES	
<u>Sección transversal</u>	164
<u>La planicie inundable</u>	167
<u>Rasgos de las planas inundables</u>	171
<u>Patrones de canales</u>	174
<u>Formas y formación de los meandros</u>	177
<u>Tipos de meandros</u>	180
<u>Canales múltiples trenzados</u>	183
<u>Canales múltiples ramificados</u>	186

III.C EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA Y TIPOLOGÍAS	
<u>El perfil longitudinal</u>	188
<u>Evolución morfológica en montaña</u>	190
<u>Evolución morfológica en el llano</u>	194
<u>Tipos de ríos</u>	198
<u>El sistema Rosgen</u>	200

IV. EL CAMBIO

IV.A AGENTES DE CAMBIO

<u>Escalas de ajuste</u>	205
<u>Mecanismos básicos de ajuste</u>	207
<u>Perturbaciones, umbrales, respuestas complejas</u>	210
<u>Clima y cambio</u>	213
<u>Eventos formativos</u>	215

IV.B EL CAMBIO MORFOLÓGICO

<u>Ajustes en las cuencas</u>	218
<u>Variables de ajuste en canales</u>	221
<u>Ajustes en canales</u>	223
<u>Modelos de ajuste</u>	225
<u>Indeterminación</u>	228

V. MANEJO Y RECUPERACIÓN

V.A EL ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

<u>Geomorfología fluvial, inicios</u>	231
<u>Geomorfología fluvial «empírica»</u>	232
<u>Geomorfología fluvial «analítica»</u>	234
<u>Geomorfología fluvial «realista»</u>	236
<u>Geomorfología fluvial aplicada</u>	237
<u>El geomorfólogo fluvial</u>	239

V.B TÉCNICAS Y MÉTODOS

<u>Modelos</u>	241
<u>Simulación computacional</u>	243
<u>Recolección de datos, percepción remota</u>	246
<u>Recolección de datos, nuevas técnicas de campo</u>	248
<u>Protocolos para estudios de geomorfología fluvial</u>	250
<u>El «estudio de geomorfología fluvial»</u>	252

V.C RESTAURACIÓN FLUVIAL

<u>Una nueva conciencia</u>	255
<u>Manejo y restauración</u>	257
<u>Acciones de manejo estratégico</u>	260
<u>Restauración pasiva</u>	262
<u>Restauración activa parcial</u>	264
<u>Restauración activa de riberas</u>	266
<u>Restauración morfológica integral</u>	270
<u>Diseño de canales «naturales»</u>	273

<u>ANEXOS</u>	277
---------------------	-----

<u>TEXTOS INTRODUCTORIOS</u>	309
------------------------------------	-----

<u>BIBLIOGRAFÍA CITADA</u>	309
----------------------------------	-----

<u>ÍNDICE TEMÁTICO</u>	323
------------------------------	-----

PRESENTACIÓN

Los ríos se organizan a sí mismos para llevar a cabo las tareas de drenaje y evacuación de los sedimentos de un territorio hidrológicamente discreto o «cuenca de drenaje». Al hacerlo, establecen redes que aseguran la cobertura del territorio, y tanto la trama fluvial como los canales que la integran, constituyen un sistema altamente organizado cuyo trazado propende hacia formas de máxima eficiencia para los procesos que desarrollan. Las dimensiones y formas que los ríos adoptan se ajustan a los volúmenes de aguas y de sedimentos que transportan, y a las condiciones materiales de los terrenos que recorren. Las comunidades humanas han procurado «mejorar las prestaciones» del sistema interviniendo los cauces aquí y allá, según las necesidades locales. En general, esas intervenciones han aportado beneficios localmente, pero también han desarrollado efectos adversos no previstos, y su efecto acumulado sobre las redes fluviales ha sido deteriorante. Nuestro manejo del sistema fluvial ha sido torpe y las consecuencias pueden llegar a ser muy serias: inundaciones más frecuentes y más violentas; menor recarga de los acuíferos, aridificación del paisaje y menor disponibilidad de agua fresca; deterioro de la calidad del agua y de la biodiversidad en los ecosistemas fluviales y ribereños.

A partir de la segunda mitad del siglo XX, la evidencia acumulada de mal funcionamiento en los sistemas fluviales perturbados o intervenidos, y los costos asociados, llevaron a los países desarrollados a incorporar las variables geomórficas, y ambientales en general, en las decisiones de manejo territorial. El creciente interés público por la ecología ha sido un factor importante en este cambio de enfoque. El desarrollo de la ecología fluvial ha promovido una actitud de cuidado para con los ríos, partiendo por su funcionamiento geomórfico: un hábitat fluvial saludable solo es posible en canales compatibles, en sus formas y procesos, con el entorno natural. En este nuevo escenario de recuperación de los sistemas naturales, la geomorfología fluvial se ha hecho necesaria para informar las decisiones del manejo de cuencas, los proyectos de ingeniería y las evaluaciones de la ecología fluvial.

Puesto que la disciplina se ha desarrollado fundamentalmente en los Estados Unidos y Europa, la literatura está en idioma inglés. La mayoría de nuestros ciudadanos no puede leer un libro técnico en inglés, lo cual pone a la geomorfología fluvial fuera de su alcance. Para este grupo, que incluye a muchos profesionales y administradores, cuyas actividades los llevan a tomar decisiones que tienen impacto en los ríos, así como también para estudiantes y personas interesadas en general, hemos elaborado esta introducción a la geomorfología fluvial. El trabajo procura presentar la disciplina tal y como es hoy en día: lo que la geomorfología fluvial sabe con certeza y también los ámbitos inciertos; lo que puede predecir y los límites de su capacidad predictiva.

Naturalmente, el autor preferiría que su trabajo fuese leído de punta a cabo y con todos sus anexos. Sin embargo, distintos lectores pueden acercarse a él buscando información más o menos puntual y en distintos niveles de profundidad. Para facilitar la lectura, el lenguaje matemático ha sido reducido al mínimo, es muy sencillo, y no es realmente indispensable para comprender los conceptos planteados. Para facilitar la búsqueda de información, el texto ha sido dividido en capítulos breves, cada uno de los cuales termina en un corolario (en fondo gris) que forma parte del texto integral pero destaca algún aspecto significativo. La manera más rápida de recorrer este libro sería a través de esos corolarios, y quizás mirando también las ilustraciones o deteniéndose en algún capítulo que atrapara la curiosidad del lector. Alternativamente, la primera parte del libro «EL RÍO Y LA ENERGÍA» constituye en sí misma una introducción abreviada

a la geomorfología fluvial, ya que presenta los aspectos esenciales del sistema sin adentrarse en los procesos fluviales ni en los métodos de la disciplina. La lectura del texto completo es mucho más informativa, y para quienes se interesen en aspectos más especializados, están los anexos. Por otra parte, aun con todos sus anexos y corolarios, este no es un texto avanzado y quienes quieran profundizar en algún tema deberán recurrir a las fuentes, para lo cual presentamos una amplia bibliografía.



RÍO LAJA
CHILE - REGIÓN DE LA ARAUCANÍA

I. EL RÍO Y LA ENERGÍA

I.A ENTRE EL DETERMINISMO Y EL AZAR

Procesos formativos. Las gotas de lluvia entran en contacto con la tierra impactándola. Todos hemos sentido la fuerza de una tormenta dejándose caer sobre los tejados, y en alguna ocasión hemos debido protegernos del granizo. Las primeras gotas de agua solo humedecen la tierra y luego se evaporan, aunque muy pronto comenzarán a infiltrar los suelos y las rocas porosas. Eventualmente, ya sea porque la infiltración es demasiado lenta, o porque los suelos se han saturado, una fina película de agua se acumula en la superficie e inmediatamente es puesta en movimiento hacia las depresiones a su alrededor por la fuerza de gravedad. Estos primeros escurrimientos superficiales podrían iniciar canales, pero el impacto de las gotas de lluvia a través de la delgada capa de agua en movimiento arroja partículas de sedimento en todas direcciones y demuele u obstruye los canales incipientes (Dietrich and Dunne, 1993). Bajo esas condiciones, el agua escurre por las laderas como un manto extendido e irregular. Más abajo, donde la profundidad del agua proteja los suelos del impacto directo de la lluvia, aparecerán los primeros micro-canales o «surcos» (rills), escurriendo entre acumulos de sedimento (Leopold, 1994:3) (Fig. 1.1). Aunque hay pocos datos confiables al respecto, la distancia entre la divisoria de las aguas y los primeros surcos es muy variable: pueden ser menos de 10m en suelos desnudos e inclinados, y hasta 450m, registrados en lomajes suaves con pastizales de Kenya Central (Leopold, 1994:5).

Los surcos no son canales fluviales verdaderos ya que son pequeños (5 a 30cm de ancho) y generalmente desaparecen durante el invierno por la acción del hielo (Dietrich and Dunne, 1993). Los canales fluviales comienzan algo más abajo, donde una pequeña hondonada o «cubeta» reúna un flujo concentrado capaz de hacer una incisión permanente en el terreno (Ver pág. 17 a 20). Aun así, la presencia de surcos marca un cambio en el modo de escurrimiento de las aguas y de erosión del paisaje: antes de los surcos, los escurrimientos extendidos dispersan los sedimentos y la erosión que ejercen es «dispersiva» o «difusa»; a partir de los surcos, las aguas tienden a concentrarse y ejercen una erosión «incisiva» o «concentrada». La erosión difusa produce la topografía convexa característica de las laderas no canalizadas; la erosión concentrada produce la topografía cóncava de los valles (McNamara *et al.*, 2006) (Fig 1.1). El predominio de las tasas de erosión difusa por sobre las tasas de erosión concentrada, tiende a abrir los valles lateralmente; el predominio de la erosión concentrada hace valles profundos y escarpados «en forma de V» (Jain *et al.*, 2008). La distribución espacial de las zonas de erosión difusa y concentrada, y la intensidad de los procesos en cada una de ellas, son determinantes para la forma del paisaje resultante.

El agua corriente es un poderoso agente erosivo y su acción modeladora del paisaje opera a través de unos pocos procesos sencillos: drenaje, erosión, transporte y deposición de sedimentos. Aunque más adelante trataremos cada uno de estos procesos en detalle, he aquí una presentación preliminar:

Drenaje: es la evacuación de las aguas precipitadas sobre las masas continentales, hacia su base de equilibrio, generalmente en el mar. El proceso tiende a concentrarse en canales porque el contacto entre el agua corriente y el terreno genera fricción, lo cual retiene el avance del flujo. Un mismo volumen de agua se desplazará más rápido en la medida que escurra «mojando» menos terreno a su paso, para lo cual se recogerá sobre

sí misma al interior de un canal (Leopold, 1994:5,246). Esto último se conoce como eficiencia hidráulica, y vale la pena recordar que el agua corriente procurará siempre escurrir de la manera más hidráulicamente eficiente que las condiciones materiales del terreno permitan (Ver pág. 68, 164, 171).

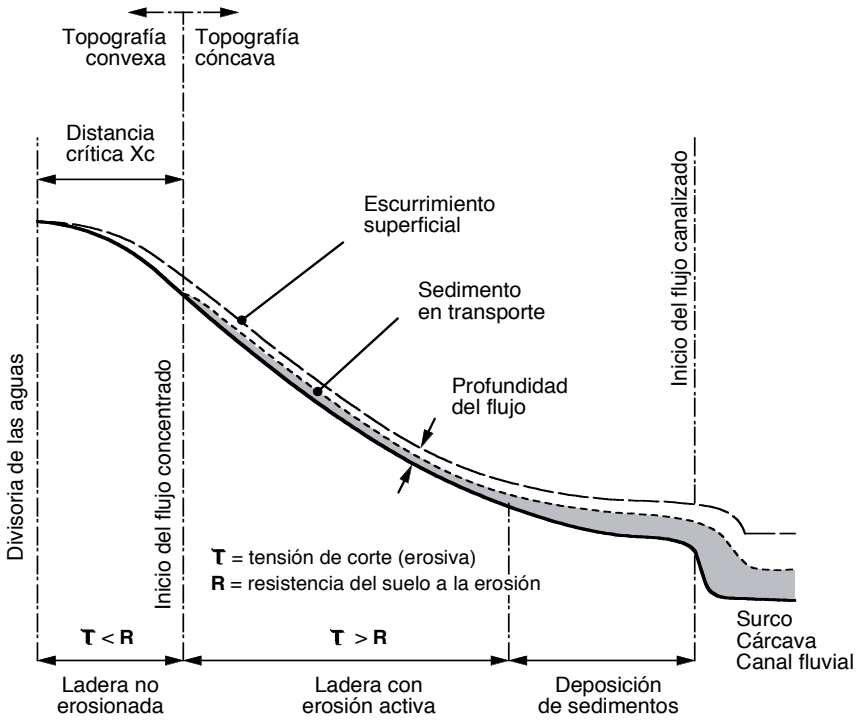


Fig. 1.1 Representación esquemática de Horton (1945) para el escurrimiento superficial e inicio del flujo concentrado en laderas (modificado de Horton, 1945).

Erosión: es el proceso mediante el cual algún agente exógeno, ya sea el viento, hielo, o agua corriente, desgasta y desprende partículas de las rocas y suelos. La erosión por agua o «hídrica» comienza con el impacto de las gotas de lluvia en el terreno. El impacto de la lluvia puede ser importante como factor de erosión de suelos, pero mucho más importante como agente formativo del paisaje en general, es el efecto erosivo del agua corriente (extendida o canalizada) a través de las tensiones que ejerce sobre las superficies contra las cuales escurrir (Ver pág. 113 a 119, 127).

Transporte de sedimentos: es el acarreo de materiales sólidos, provenientes de las rocas y suelos, que el agua corriente incorpora al flujo o arrastra a su paso. El proceso es complejo ya que el sedimento viene en tallas muy diversas, desde partículas invisibles al ojo desnudo que se confunden con el agua, hasta grandes clastos que un río solo puede mover algunos centímetros, cuando está muy crecido. (Ver pág. 127 a 133).

Deposición de sedimentos: es el término del transporte a medida que el flujo pierde potencia y va dejando caer los materiales que acarrea: primero los más grandes y luego los más pequeños (Ver pág. 138 a 140). Los depósitos de sedimento aluvial forman rasgos característicos en el paisaje, tanto dentro como fuera de los canales.

En la literatura especializada es frecuente encontrar la expresión «transporte de sedimentos» utilizada en un sentido amplio que incluye las fases de erosión, acarreo y deposición. Los tres procesos operan íntimamente ligados: cuando los caudales crecen, tanto la masa como la velocidad del agua aumentan (drenaje), lo cual mejora su capaci-

dad para desgastar las superficies (erosión) y para recoger materiales cada vez mayores (transporte). Posteriormente, los caudales disminuyen y el flujo deja caer esos materiales gradualmente (deposición). La distribución espacial de estos procesos no es homogénea, ni en las laderas ni al interior de los canales. Las condiciones locales de flujo determinan la intensidad y duración de los procesos locales de erosión, transporte y deposición, que a su vez determinan la configuración del paisaje aluvial.

El agua corriente recoge materiales sólidos que encuentra a su paso; ambos, el agua y los sedimentos que acarrea, son masa en movimiento y por lo tanto energía. Dependiendo de la disponibilidad de energía en el flujo, los procesos de drenaje, erosión, y transporte de sedimentos, se desarrollan en dos etapas: (1) donde la energía no alcance para excavar canales, los escurrimientos extendidos mantendrán solo procesos difusos de erosión y transporte en las laderas; (2) con energía suficiente, el agua excavará un cauce y concentrará en él todos los procesos fluviales, hasta su base de equilibrio en el mar (Leopold, 1994: 219).

Dietrich y Dunne (1993) han definido un canal fluvial como «una incisión lineal en el terreno con paredes laterales claramente definidas, al interior de las cuales ocurre (1) el flujo de agua concentrado y (2) el transporte de sedimentos, de manera tal que aun si el agua dejara de escurrir en él, la evidencia morfológica del escurrimiento sería aparente, por lo menos inicialmente». Los canales capturan mayores flujos, que desarrollan más velocidad y los hacen más profundos, lo cual les permite captar aun más agua,... Este es un proceso que se refuerza a sí mismo: los canales fluviales, una vez establecidos, tienden a persistir (Leopold, 1994: 219).

Cabeceras de canales. Las aguas precipitadas en altura descienden por las laderas, ya sea escurriendo sobre la superficie o a través de los suelos, hasta converger en pequeñas depresiones topográficas (hollows) o en vegas de montaña (swales). En estas cubetas naturales, el agua se acumula y/o emerge para hacer un flujo superficial de saturación, a partir del cual nace un canal fluvial. El rasgo que inicia el canal se conoce como «cabecera de canal» (Dietrich and Dunne, 1993).

El paso del escurrimiento extendido al flujo canalizado generalmente comienza en una zona transicional de canalización incipiente, por surcos o cárcavas, y termina algo más abajo del término de los surcos, en las cabeceras de canales (Ver pág. 114). La posición exacta de una cabecera depende del juego entre los aportes de sedimentos que tienden a rellenarla desde las laderas, y de la capacidad del flujo para retirar esos escombros (Dietrich and Dunne, *op.cit.*). El flujo de la cabecera debe ser capaz de hacer la incisión que origina el canal, y también de mantenerla aseada. Para reunir el caudal necesario, la zona de captación en torno a la cabecera debe ser suficientemente amplia, lo cual significa que las cabeceras deben mantener una distancia suficiente unas con otras, y también con las cumbres (Fig. 1.2). Este distanciamiento de las cabeceras entre sí y con las cumbres determina los puntos de partida para las redes fluviales subsecuentes.

La distancia entre la divisoria de las aguas y el inicio de la erosión concentrada define un «umbral de no-erosión de laderas», detectado por Horton (1945). Este umbral de Horton puede representarse mediante una línea imaginaria que recorre las laderas manteniendo con las cumbres una distancia crítica (X_c), antes de la cual no es posible reunir agua suficiente para hacer una incisión en el terreno (Fig. 1.1). Por encima de esa línea imaginaria, los montes presentarían una banda horizontal de laderas no-disectadas, suaves y convexas, en las cuales predomina la erosión dispersiva por impacto de las gotas de lluvia y por escurrimientos superficiales extendidos. Por debajo de esa línea comenzarían los valles cóncavos, en los cuales prima la erosión concentrada del flujo canalizado (Montgomery and Dietrich, 1992).

Es importante no perder de vista que la distancia crítica de Horton (X_c) corresponde al inicio de la zona transicional de los surcos, no a las cabeceras de canales. El umbral de canalización sería un segundo umbral, por debajo del anterior, y correspondería a la distancia crítica necesaria para reunir un flujo capaz de excavar y de mantener una cabecera de canal. La posición del umbral de canalización es importante ya que controla el número de cabeceras por unidad de superficie, y con ello la densidad de la trama fluvial en el territorio (Montgomery and Dietrich, 1992), (Fig. 1.2).

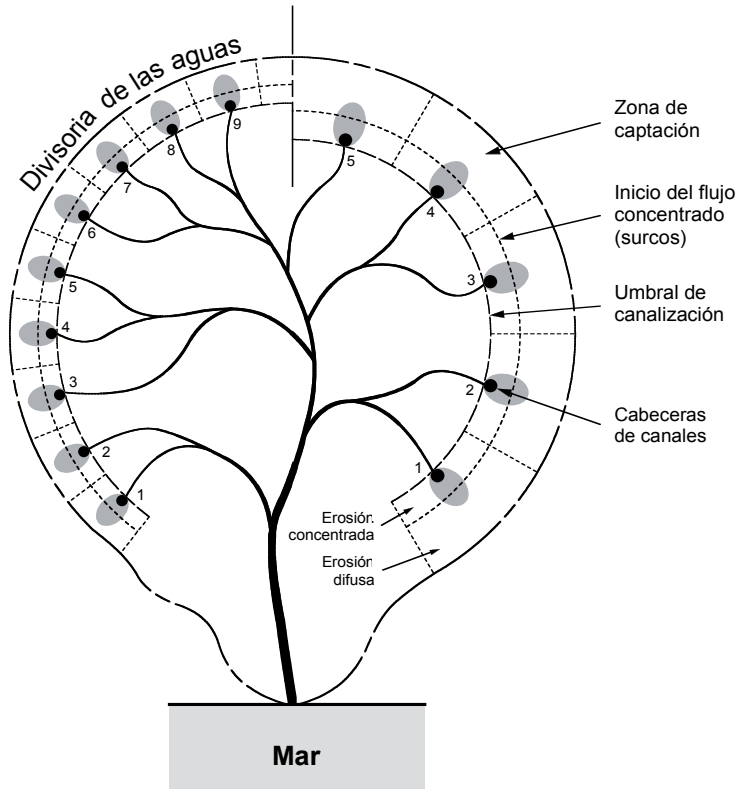


Fig. 1.2 Ilustración esquemática de las cabeceras de una cuenca pequeña. Las cabeceras de la izquierda están más cerca de las cumbres, son más numerosas y hacen una red fluvial más densa.

Puesto que la energía para hacer una cabecera proviene de la masa de agua corriente (dependiente de la superficie drenada) y de su velocidad (dependiente de la inclinación del terreno), las cabeceras tienden a posicionarse más arriba y requieren de menos superficie en las laderas más inclinadas (Montgomery and Dietrich, 1989). Varios autores han intentado predecir la posición del umbral de canalización mediante modelos numéricos que cuantifican la distancia crítica entre las cumbres y las cabeceras. En general, estos modelos se han basado en la evolución en el paisaje de la superficie drenada (acumulada en cada punto) y de las pendientes, o bien de alguna función de ambas variables (Jain *et al.* 2008) (Ver pág. 188 a 190).

Tarboton *et al.* (1992), por ejemplo, sostienen que el inicio de los canales fluviales dependería fundamentalmente de la inclinación (S) y de la superficie drenada (A) en una relación genérica $\partial S / \partial A$, y que las cabeceras ocurrirían donde esta relación cambia de signo. El cambio de signo representa el comienzo del predominio de la erosión concentrada, pero según Montgomery and Foufoula-Georgiou (1993), marcaría el inicio de los surcos, no de las cabeceras de canales (Ver pág. 188). Aun así, el análisis del paisaje en

base a la inclinación y la superficie drenada, ha permitido aproximarse a las cabeceras: basándose en la distribución probable de $\partial S / \partial A$, y también de S y de A , McNamara *et al.* (2006) lograron identificar la «zona de cabeceras» de una cuenca en Tailandia (Anexo 21). Aunque la mayor parte de las cabeceras de la cuenca se ubicó dentro de esa zona, el método no predice la ubicación ni la evolución de cada una de ellas.

Dietrich y Dunne (1993) sostienen que las variables que controlan la posición de las cabeceras solo han sido comprendidas cualitativamente, y que para predecir su ubicación se debieran considerar también las características materiales del terreno y su resistencia a la erosión (Anexo 29). Montgomery y Dietrich (1989) han observado que las cabeceras tienden a posicionarse más arriba en las laderas inestables y proclives a los deslizamientos de masas. También las aguas que circulan a través del suelo o «subsuperficiales» tienden a desplazarlas hacia arriba, puesto que debilitan sus paredes laterales (Ver pág. 117 a 118). En todo esto influyen la topografía, la cubierta vegetal, la permeabilidad de los suelos, la litología subyacente, y también la intensidad y frecuencia de las precipitaciones. En suma, todas las variables de la cuenca y su clima convergen en las cabeceras de canales, y cualquier cambio en esas variables desencadenaría cambios en la posición y/o número de cabeceras, que a su vez repercutirían en las redes fluviales y en el paisaje en general. Según Montgomery y Dietrich (1992), diversos estudios de campo sugieren que los cambios en el paisaje, como respuesta a cambios climáticos y de uso de suelos, dependerían del efecto que éstos últimos tuvieran sobre los umbrales de canalización.

El estudio de las cabeceras es necesario, tanto para abordar aspectos teóricos relacionados con la evolución del paisaje, como para predecir la respuesta del territorio frente a los cambios de uso de suelos y proceso de urbanización (Dietrich and Dunne, 1993). Todo esto sería urgente puesto que el paso del flujo no canalizado al flujo canalizado solo comenzó a estudiarse en los años 1940, de manera que los estudios de campo y los análisis teóricos necesarios aún no se han desarrollado. Según Dietrich y Dunne (*op. cit.*), es necesario comprender mejor (1) la ubicación de las cabeceras en las redes de valles, (2) sus desplazamientos en respuesta a las variables externas del sistema (tectónica, clima y uso de suelos) y a sus dinámicas internas de ajuste (estabilidad), y (3) el rol que juegan sus desplazamientos en la formación y persistencia de los valles (Ver pág. 213 a 218).

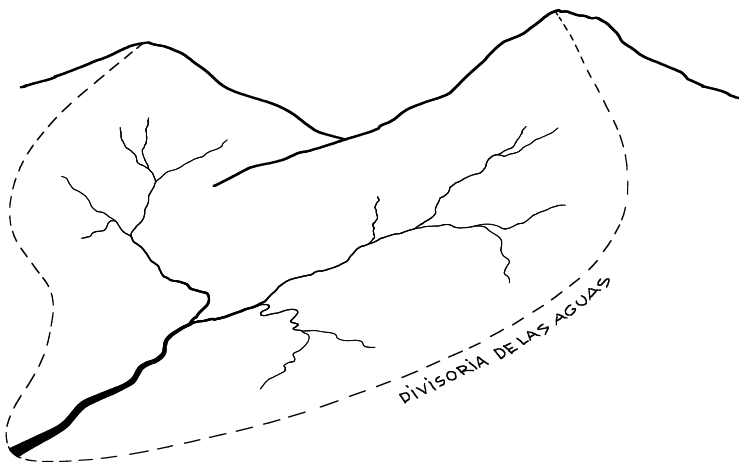


Fig. 1.3 La cuenca de drenaje y su divisoria de las aguas, representación esquemática redibujada de Charlton (2008).

El drenaje de un territorio se basa en una red de canales interconectados, cada uno de los cuales se origina en una «cabecera de canal.» La cabecera de un canal fluvial es el límite superior del flujo de agua concentrado y del transporte de sedimentos entre dos paredes laterales claramente definidas (Dietrich and Dunne, 1993). La cabecera de canal es un rasgo morfológico en el terreno y no es sinónimo de «comienzo de río», lo cual solo indicaría el límite superior del flujo superficial concentrado, en un determinado momento del tiempo. Las cabeceras deben ser excavadas y mantenidas por el agua corriente, de manera que su presencia y ubicación depende de la energía disponible en el flujo del lugar.

Puesto que las cabeceras son el punto origen de los canales, su distribución espacial determina la geometría de las redes fluviales subsecuentes. Cuanto más alta la posición de las cabeceras, menor será el espaciamiento entre ellas y más densa la trama de canales resultante (Fig. 1.2). La densidad de una red fluvial es la sumatoria de la longitud de todos los canales al interior de una superficie conocida, y es importante puesto que los ríos disectan el territorio en múltiples valles. Cuanto más densa la red fluvial, más finamente disectado aparecerá el paisaje (Montgomery and Dietrich, 1988).

El desarrollo de modelos y simuladores capaces de predecir la ubicación y evolución de las cabeceras de canales en el paisaje, está en su infancia (Ver pág. 188 a 190, 245).

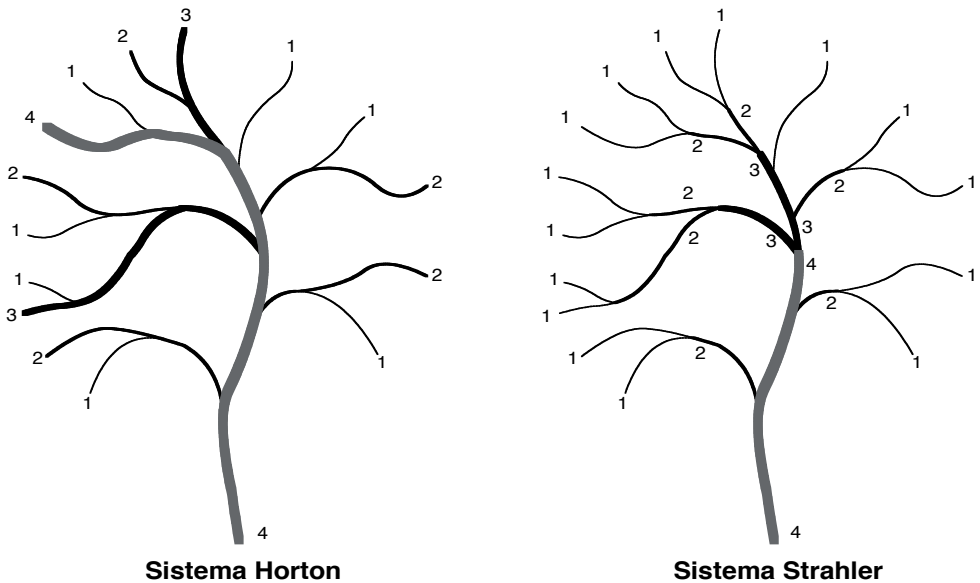


Fig. 1.4 Clasificaciones jerárquicas de Horton y de Strahler. El sistema Horton prolonga el número de orden de los tributarios hasta sus fuentes. En el sistema Strahler el número de orden de un tributario representa siempre su ubicación en el avenamiento.

La red hidrográfica. Los ríos sirven las necesidades de drenaje de un sector topográficamente bien delimitado o cuenca. En cada hoya o cuenca, las aguas escurren hacia el punto más bajo, y para que no sean estancas, ese punto debe estar en el perímetro de la cuenca. Toda la tierra está compartimentada en cuencas que se conectan unas con otras desde su cota inferior para desaguar. Al conectarse las cuencas, conectan también sus ríos, y para que el agua circule, los ríos deben conectarse a través de puntos sucesivamente más bajos. Esto último conduce el desarrollo del conjunto necesariamente hacia el bordemar, que es el nivel más bajo posible para las tierras emergidas (Fig. 1.3). La unidad mínima del conjunto serían las primeras cubetas de captación de las cabeceras. Las cubetas convergen en valles, que se agregan para formar subcuencas y luego cuencas de drenaje

NO DISPONIBLE

NO DISPONIBLE

Langbein (1962) plantean que la combinación de exponentes hidráulicos más probable es aquella que minimiza la suma de sus valores al cuadrado (Leopold, 1994:181).

En base a esta hipótesis, Leopold y Langbein (1962), y también Smith (1974) en forma independiente, desarrollaron valores teóricos para las combinaciones de mínima varianza (máxima probabilidad) entre los exponentes hidráulicos de ancho (b), profundidad (f) y velocidad (m). Park (1977) comparó esos valores teóricos con las combinaciones efectivamente registradas en 139 estaciones de 72 cuencas. A pesar de la dispersión de los datos registrados, el diagrama triaxial de Park (Fig. 1.18) muestra que los valores teóricos de Langbein y Leopold (1962), y también los de Smith (1974), se ubican claramente al interior de los racimos (clusters) que agrupan la mayoría de los resultados empíricos. Esto último validaría los valores teóricos propuestos y la hipótesis que los sustenta: los ajustes que los canales ejecutan frente a las descargas tienden hacia la mínima varianza entre las variables involucradas, y por lo tanto, hacia el estado más probable para el sistema (Leopold, 1994: 182, 271).

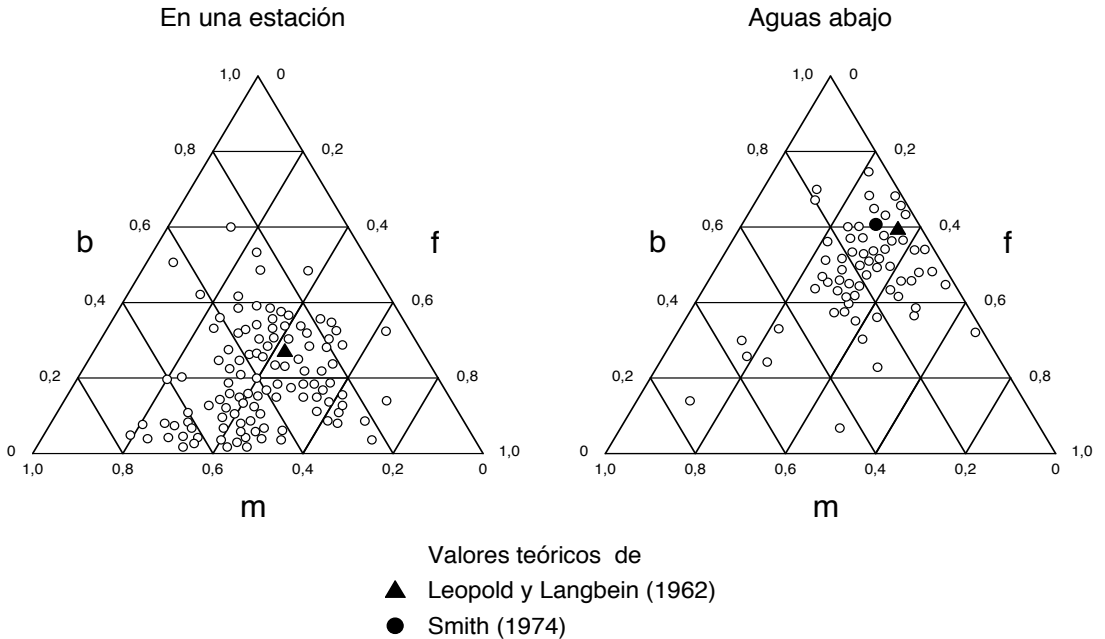


Fig. 1.18 Diagramas triaxiales de Park (1977) con combinaciones conocidas y calculadas de los exponentes hidráulicos de ancho (b), profundidad (f) y velocidad (m) – (redibujado de Leopold, 1994).

El Meandro. Paradojalmente, aunque el trazado de las redes tiende a minimizar los recorridos del flujo, los canales no suelen conducir las aguas por el camino más directo. Solo excepcionalmente encontramos largos tramos de río efectivamente rectilíneos. En la naturaleza predominan los canales con formas sinuosas, más o menos desarrolladas (Fig. 1.19a,b), conocidos como meandros en alusión al nombre (Maiandros) que se daba en la antigüedad al actual río Menderes, en Turquía. Los meandros ocurren en ríos de todos tamaños, en todos los climas, en canales perennes e intermitentes, y todos mantienen características geométricas bastante estables. Es por esto que una teoría plausible, capaz de explicar el fenómeno de los meandros, es de la mayor importancia para la ciencia fluvial (Leopold, 1994:72).



Fig. 1.19 (a) Sinuosidad en montaña, río Colorado, Región Metropolitana, Chile.

La formación de los meandros ha sido simulada en canales de laboratorio a partir de un cauce rectilíneo (Fig. 1.20). El proceso comienza cuando aparecen en el lecho depósitos de sedimento regularmente espaciados que obstruyen y desvían el flujo. El flujo desviado tiende a erosionar la orilla hacia la cual se dirige, y a depositar sedimentos en la orilla opuesta (Fig. 1.20). Eventualmente, el canal adoptará una forma perceptiblemente sinuosa primero, y luego curvas meándricas desarrolladas (Friedskin, 1945). Este tipo de experiencias expone el desarrollo del patrón sinuoso a través de los procesos de erosión y deposición en los canales, pero no explica las razones por las cuales el río debe ser sinuoso, a partir de las leyes físicas que rigen esos procesos.

La literatura especializada abunda tanto en las relaciones entre morfología de canales y transporte de sedimentos, que es fácil caer en el error de pensar que el sedimento es la causa de los meandros, y esto no es así. Las aguas desprovistas de sedimentos que escurren sobre el hielo de los glaciares hacen canales pronunciadamente meándricos (Fig. 1.21a). También los cursos de agua fría que ingresan en cuerpos de aguas cálidas, y las corrientes marinas cálidas en masas de agua fría (corrientes de densidad), desarrollan patrones serpenteantes (Fig. 1.21b).



Fig. 1.19 (b) Meandro perfectamente desarrollado en la llanura, río Innoko, Alaska, EE.UU.

EL RÍO Y LA ENERGÍA

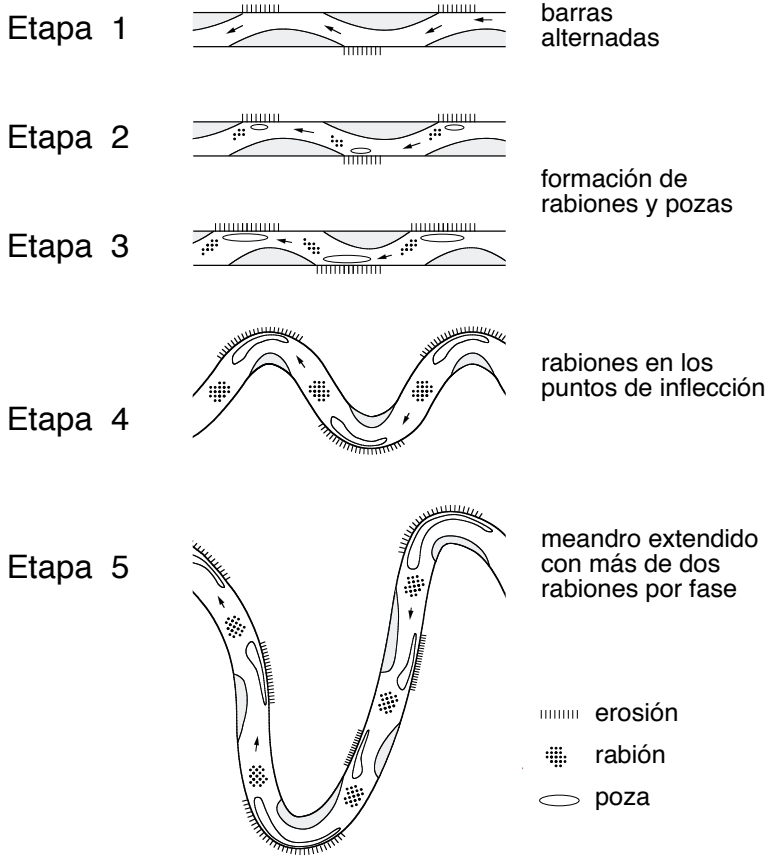


Fig. 1.20 Modelo de Keller (1972) para la formación de meandros a partir de barras alternadas en un canal recto (redibujado de Charlton, 2008).

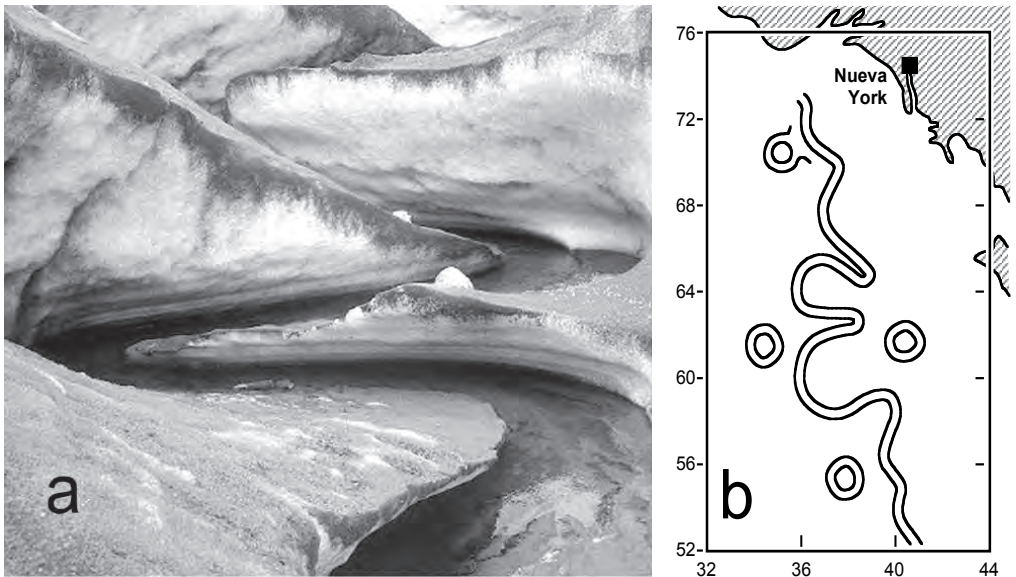


Fig. 1.21 Canales sinuosos en ausencia de sedimento: (a) Canal supraglacial en Groenlandia (foto Peter Knight), y (b) corriente del golfo de México (redibujado de Leopold, 1994).

Esto último demuestra que los canales no son sinuosos porque el sedimento se deposita en los cauces, ni están allí en virtud de depresiones topográficas preexistentes: el meandro es un fenómeno puramente hidrodinámico (Leopold, 1994:62). Entre el agua corriente y el cauce contra el cual escurre, hay fricción, y a través de esa fricción el cauce transmite al flujo fuerzas que se oponen a su desplazamiento. Bajo esas condiciones, el flujo concentrado se comporta como cualquier cuerpo esbelto sometido a esfuerzos alineados y contrapuestos: se deforma haciendo una curva (Fig.1.22a), y si es muy largo, alterna esas curvas en un patrón sinuoso (Fig.1.22b). A la manera de un serpentín en un calentador de agua, el meandro facilita el intercambio de energía entre el agua y su cauce, aumentando la superficie de contacto y con ello la fricción entre ambos. Los meandros pueden ser muy retorcidos o meramente sinuosos, pero propenden siempre hacia una misma y muy significativa geometría.

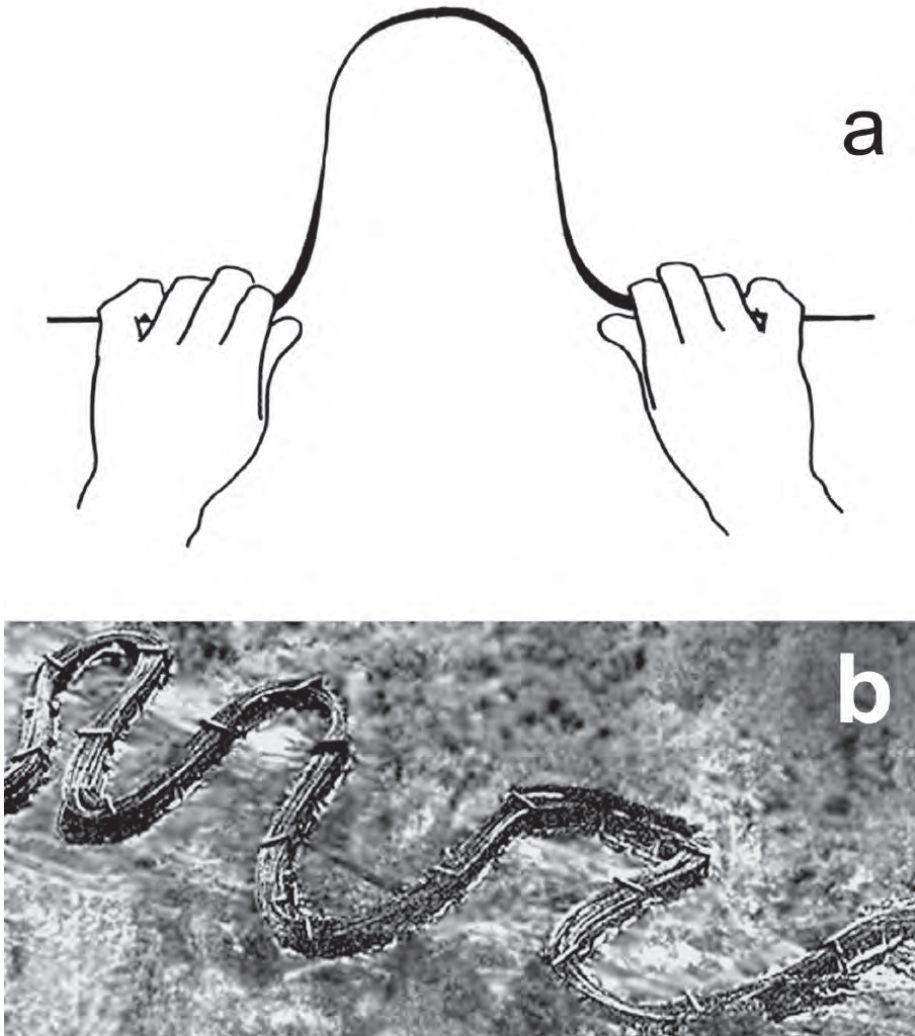


Fig. 1.22 Deformación sinuosa en sólidos: (a) curva seno generada en deformación de una hoja de acero; (b) rieles de ferrocarril deformados luego del descarrilamiento del tren que los transportaba, cerca de Greenville, Carolina del Sur, EE.UU., en 1965.

En primer lugar, los canales sinuosos de todos tamaños mantienen radios de curvatura aproximadamente 2,3 veces mayores que su ancho (Fig 1.23). Esta relación es bien conocida en hidráulica ya que, aplicada a los cambios de dirección de una tubería, minimiza la fricción en los codos, y con ello la pérdida de presión en el fluido. En los canales fluviales la relación 2,3/1 contribuiría a reducir la fricción entre el agua y las paredes del cauce en los cambios de dirección (Leopold, 1994: 63,64,279).

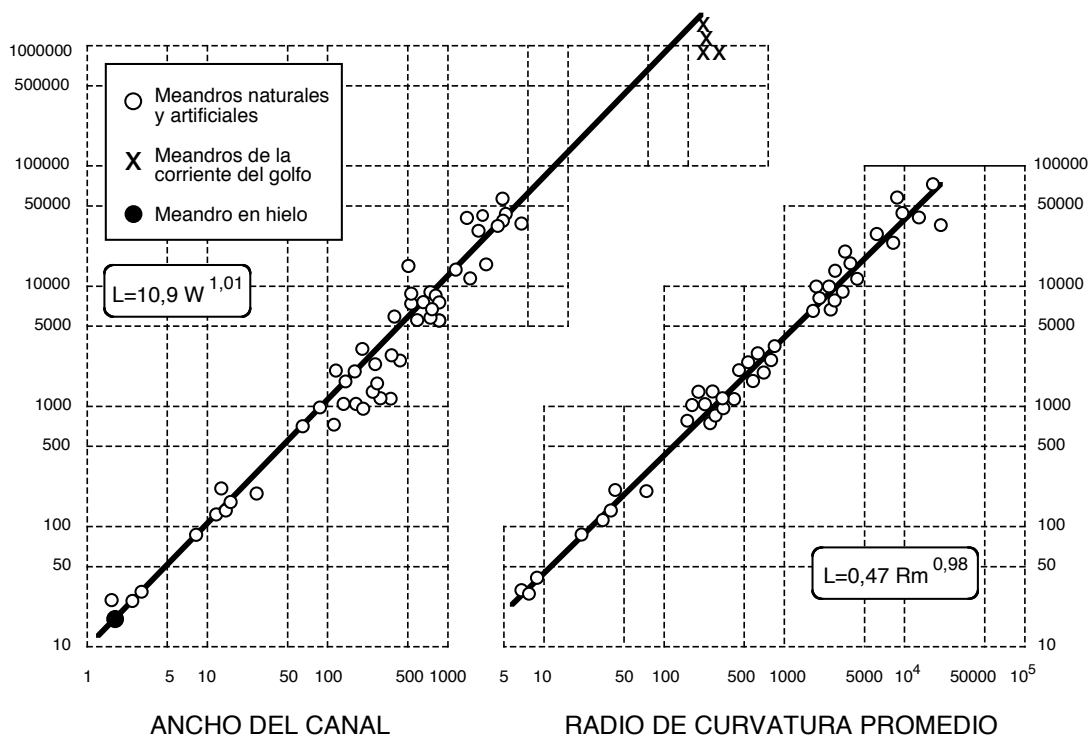


Fig.1.23 Relaciones entre longitud de onda, ancho y radio de curvatura promedio. En los canales sinuosos el radio de curvatura es aproximadamente 2,3 veces el ancho del cauce (redibujado de Rosgen, 1996).

En segundo lugar, los canales meándricos propenden hacia una curva «seno–generada» (Fig. 1.24), descrita originalmente por Langbein y Leopold (1966), y posteriormente corroborada por Williams (1986), utilizando datos independientes. Según se recorre esta curva, los ángulos de desviación respecto del eje de la onda varían en función del seno del avance, de acuerdo a la función $\partial = w \sin(S / M) 2\pi$, siendo ∂ el ángulo de desviación, w el valor máximo de ∂ (donde la curva intersecta el eje de la onda), S la distancia a lo largo del eje de la onda, y M el largo de onda (constante) (Leopold, 1994: 65,66).

Al comparar la curva seno–generada con otras curvas de igual longitud de onda y que recorren la misma distancia (Fig. 1.25), veremos que la curva seno–generada presenta la menor suma total de los ángulos de desviación respecto del eje central, y también la distribución más uniforme del cambio angular (Fig. 1.21). Esto significa que el flujo que recorre esta curva se ve sometido a una menor suma total de sus desviaciones angulares, y es desviado de la manera más gradual posible. Al minimizar y dispersar los esfuerzos requeridos para desviar las aguas, la curva seno–generada minimiza y dispersa la fricción en el tramo. Esto último tiende a proteger de la erosión las paredes cóncavas de los meandros, puesto que de estas paredes provienen las fuerzas que desvían la trayectoria del flujo (Leopold, 1994: 67).

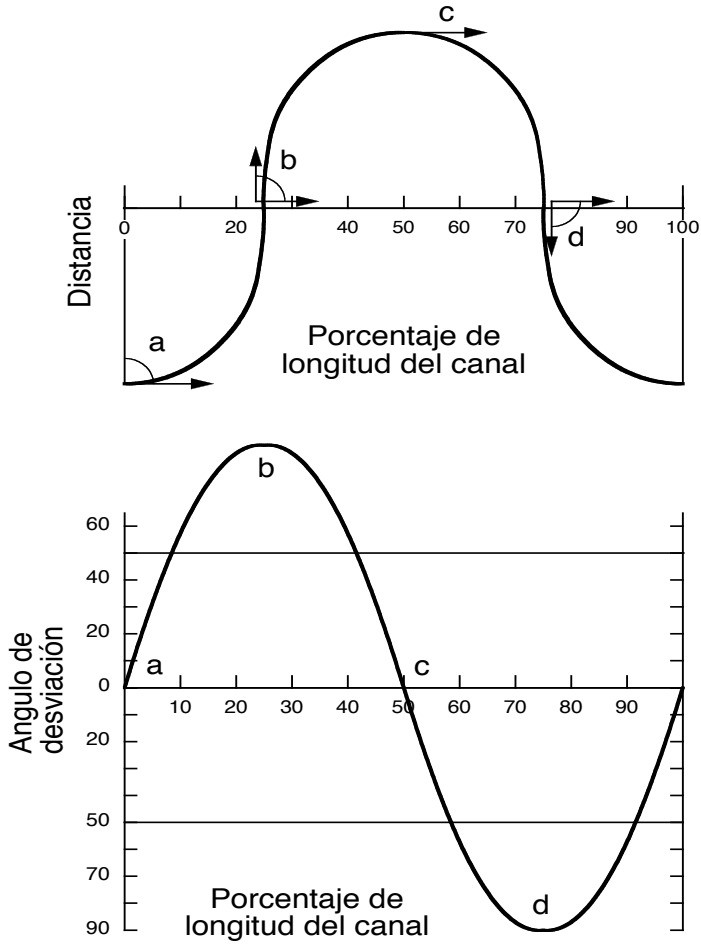


Fig. 1.24 Curva seno-generada con ángulo de desviación máximo de 90° respecto de la dirección aguas abajo (arriba). La figura de abajo representa la evolución de los ángulos de desviación en función de la distancia a lo largo de la ruta sinuosa. En el punto «a» el ángulo de desviación es cero; en «b» la desviación es máxima (90°) y la dirección del cauce es perpendicular a la dirección aguas abajo. Redibujado de Leopold (1994).

Los canales sinuosos o meandros extienden los recorridos en el sistema, imponen sucesivos cambios de dirección al flujo, y disminuyen la inclinación de los cauces puesto que el río desciende tanto como su valle pero su recorrido es más largo. Todo lo anterior aumenta la fricción entre el agua y el cauce y tiende a disminuir la velocidad del flujo (Leopold, 1994:64). Sin embargo, a través de los ajustes finos en su geometría, el meandro hace justamente lo contrario: su curva seno-generada característica y la relación 2,3/1 entre su radio de giro y ancho, minimizan la fricción del flujo contra las paredes laterales en los cambios de dirección. Habría entonces una doble paradoja en los canales sinuosos, que contravienen primero la economía de longitudes del trazado de las redes al prolongar sus recorridos, lo cual aumenta la fricción en el sistema, y luego contravienen ese efecto minimizando y dispersando la fricción en los cambios de dirección.

Por otra parte, la curva meándrica o seno-generada minimiza la sumatoria de los valores al cuadrado de sus ángulos de desviación respecto del eje de la onda (Fig. 1.26).

Esto último es muy significativo puesto que la suma de los cuadrados de las desviaciones típicas (estándar) es lo que se conoce en estadística como varianza, y la mínima varianza es la condición de máxima probabilidad estadística. Según Leopold (1994: 70, 71), puesto que la curva seno-generada es una curva de mínima varianza, el meandro sería la ruta más probable para los canales fluviales. Esto último ha sido corroborado experimentalmente: la curva seno-generada es el curso promedio ejecutado por modelos de avance aleatorio entre dos puntos (random walks of given length), planteados con reglas de avance compatibles con el flujo canalizado. (Leopold, 1994: *op. cit.*).

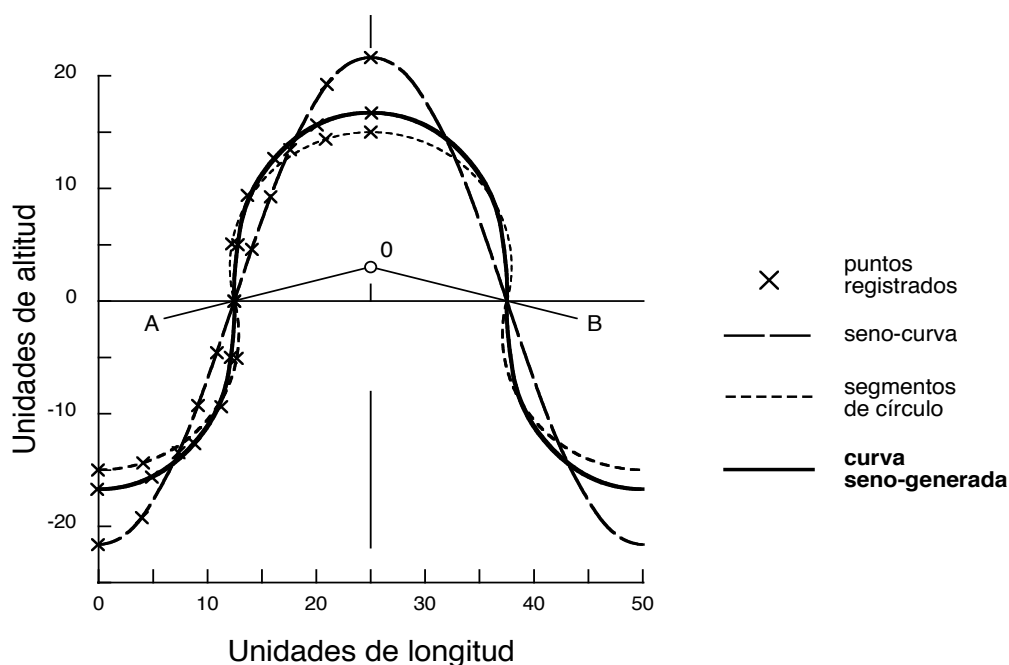


Fig. 1.25 Tres curvas de idéntica longitud de onda (51 unidades) y longitud de recorrido (100 unidades): seno-curva, arcos de círculo, y curva seno-generada (redibujado de Leopold, 1994).

Unidades de distancia a lo largo de la curva	Desviación respecto de la dirección aguas abajo (grados)			Cuadrado de la desviación		
	sine-curva	círculo	curva seno-generada	sine-curva	círculo	curva seno generada
0	0	0	0	0	0	0
5	53	23	24	2.809	529	576
10	62	46	47	3.844	2.116	2.209
15	68	69	67	4.624	4.761	4.489
20	69	92	90	4.761	8.464	7.056
25	69	98	90	4.761	9.604	8.100
30	69	92	84	4.761	8.464	7.056
35	68	69	67	4.624	4.761	4.489
40	62	46	47	3.844	2.116	2.209
45	53	23	24	2.809	529	576
50	0	0	0	0	0	0
Suma:				36.837	41.344	36.760

Fig. 1.26 Desviación angular respecto de la dirección aguas abajo, y sus valores al cuadrado, para las tres curvas representadas en la figura 1.25. Las curvas son de igual longitud total y longitud de onda (tomado de Leopold, 1994).

Resumiendo: regularidad e indeterminación. Cuando observamos una fotografía aérea de un río, es muy difícil saber si lo que estamos viendo es un gran río o un arroyo pequeño. Los canales sinuosos, grandes y pequeños, se ven idénticos desde la altura ya que sus radios de giro se mantienen proporcionales a su ancho, y la trama fluvial no cambia a distintas escalas debido a su geometría fractal (Fig. 1.27). La fractalidad permite al sistema desarrollar sus procesos a distintas escalas sin transiciones, y adaptarse a los cambios de manera eficiente: para cubrir más o menos territorio, o para cubrir el mismo territorio con más o menos detalle, las redes hidrográficas no necesitan modificar su trazado preexistente (Fig. 1.9). En la parte alta del sistema, las redes se extienden o se repliegan a través de la multiplicación y/o migración de las cabeceras de canales. Las cabeceras surgen o desaparecen, trepan por las laderas o se repliegan, dependiendo de la energía de los escurrimientos superficiales. Al margen de su fácil evolución, el patrón ramificado fractal logra también eficiencia en la cobertura del espacio con mínimos recorridos totales (Leopold, 1994: 279). La economía de recorridos abrevia los procesos, y todas las formas de eficiencia representan menos gasto de energía en el sistema.

Por otra parte, el sistema logra mantener una velocidad de flujo aproximadamente constante a lo largo de las redes, lo cual es muy singular puesto que en un canal inclinado el agua tiende a acelerarse. A lo largo del sistema, la gradual disminución de la inclinación y el aumento de la sinuosidad de los canales se conjugan para contener la velocidad del flujo. Estas dos variables están muy relacionadas puesto que la sinuosidad disminuye la inclinación de los canales (Ver pág. 45 a 46). Además de la inclinación y la sinuosidad, todas las otras variables morfológicas de los canales inciden en la velocidad del flujo. La morfología de los canales se ajustaría en función de la velocidad media de flujo, y la estabilidad de la velocidad del flujo a lo largo del sistema tiende a mantener constante el gasto de energía por unidad de superficie en los cauces.

Ya sea que evolucione hacia la máxima eficiencia o hacia la uniformidad del gasto, la morfología fluvial incluye aspectos aleatorios. Los modelos aleatorios nos presentan una paradoja de la naturaleza, que logra producir formas regulares a través de la iteración de procesos estocásticos (Langbein and Leopold, 1966). El trazado típico, tanto de las redes hidrográficas como de sus canales, ha sido reproducido mediante modelos aleatorios, lo cual significa que esos trazados, aunque aleatorios, serían la forma más probable para el sistema. Dozier (1976) comparó el comportamiento de las variables internas en canales supraglaciales, rectos y sinuosos, y concluyó que estas se ajustan con menor variabilidad entre sí en los canales meándricos. En suma, al igual que ocurre con el trazado del sistema, los ajustes en los canales propenden hacia la condición más probable para el sistema, y lo hacen mejor en los canales meándricos que en los canales rectos (Leopold, 1994: 279).

La máxima probabilidad no es una certeza y en la configuración específica que adopta el sistema en cualquier punto de la red, interviene necesariamente el azar (Leopold, 1994: 178). Las redes naturales no presentan patrones de crecimiento estrictamente regulares, ni largas secuencias de meandros ajustados a la geometría seno-generada. Las anomalías abundan en la naturaleza, y en esas anomalías no hay regularidad alguna: las redes hídricas drenan paisajes con accidentes y fallas, los ríos recorren una sucesión irregular de suelos y litologías distintas, y un tronco caído al azar puede obstruir el curso de un arrollo pequeño. Tampoco las solicitaciones de procesos son siempre predecibles: el clima es un sistema notoriamente caótico y la distribución de las precipitaciones no es homogénea en las cuencas (Ver pág. 94 a 98); la producción de sedimentos incluye aspectos aleatorios, tales como incendios, temblores o volcanismo (Ver pág. 112 a 116). El azar se hace presente a través de todas las variables externas de control del sistema, cualquiera que sea la escala espacial o temporal considerada.

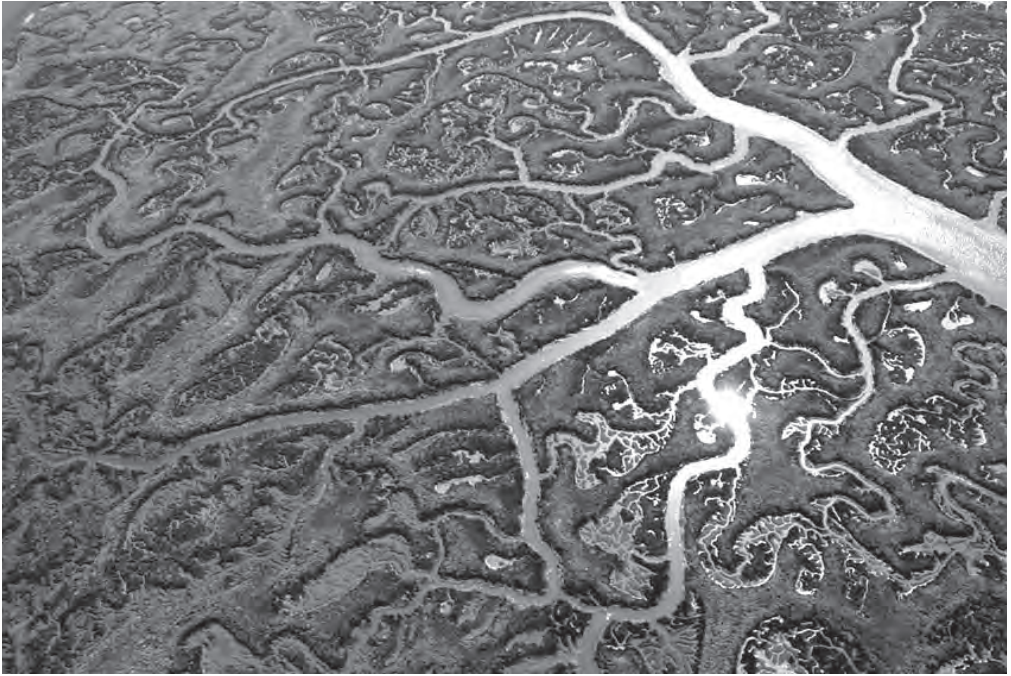


Fig. 1.27 Fractalidad: imagen aérea del Parque Nacional y Natural de Doñana, Andalucía, España..

Tres invariantes han surgido en esta presentación del sistema fluvial: (1) la fractalidad del sistema, que permite a las redes cubrir el espacio con mínimos recorridos, lo cual representa eficiencia para los procesos de drenaje y transporte; (2) la tendencia del sistema a mantener constante la velocidad del flujo a lo largo de las redes, ajustando la morfología de los canales; y (3) la mínima varianza entre las variables involucradas, como ley preeminente que rige el trazado de las redes y de sus canales, y también los ajustes que éstos ejecutan frente a las descargas.

Estas invariantes del sistema se oponen en la forma sinuosa que predomina en los ríos, de dos maneras: (1) el meandro es contrario a la eficiencia del trazado de las redes, puesto que alarga los recorridos; y (2) a pesar de que el patrón sinuosos puede ser reproducido por métodos aleatorios, y por lo tanto a través del azar, su regularidad, al igual que la periodicidad de muchos otros rasgos aluviales, sugiere que estaría regido por leyes físicas deterministas (Ver pág. 159 a 160, 228). Estas leyes físicas, cualquiera que sean, estarían implícitas en esas «instrucciones compatibles con el avance del flujo canalizado» que un modelo de avance aleatorio debe seguir para lograr hacer, a través de la reiteración, una ruta promedio meándrica.

Una explicación cabal para el sistema fluvial y sus invariantes requeriría de una hipótesis capaz de articular los factores aleatorios y determinísticos que participan en la formación del sistema en general y de los meandros en particular. Según Leopold (1994: 271), esa hipótesis debiera basarse en principios físicos muy generales puesto que le correspondería explicar las similitudes subyacentes en todo tipo de ríos, en todo el mundo. Por otra parte, las características que los ríos comparten, aunque consistentes en general, presentan una considerable variabilidad en torno a una media. Esto último sugiere que esa hipótesis no debiera imponer soluciones únicas, sino solo tendencias centrales, al interior de las cuales tenga cabida el azar (Leopold, 1994: *op. cit.*).

I.B LA MÁQUINA DE TRANSPORTE

El sistema termodinámico abierto. Los ríos son sistemas lineales que evacúan al océano las aguas que precipitan sobre los continentes (Welcomme, 1985), y pueden conceptualizarse como una máquina de transporte, análogos a un aeroplano, un automóvil o una locomotora a vapor. Estas máquinas transforman una fuente de energía potencial en energía cinética, mediante la cual desarrollan trabajo mecánico, disipando en el proceso parte de esa energía en calor. Así como el carbón o el petróleo son acopios de energía potencial para los motores, la energía potencial de los ríos proviene de las masas de agua precipitadas en altura, que la fuerza de gravedad movilizará hacia su base de equilibrio en el mar (Leopold, 1994: 57) (Fig. 1.28). Según descende el agua por los canales, la energía potencial (agua en altura) se transforma en energía cinética (agua en movimiento). La mayor parte de esa energía es disipada en calor a través de la turbulencia y de la fricción contra el cauce. El remanente queda disponible para ejecutar trabajos de erosión y transporte de sedimentos, los cuales constituyen «trabajo geomórfico» puesto que modifican el paisaje aluvial (Anexo 5).

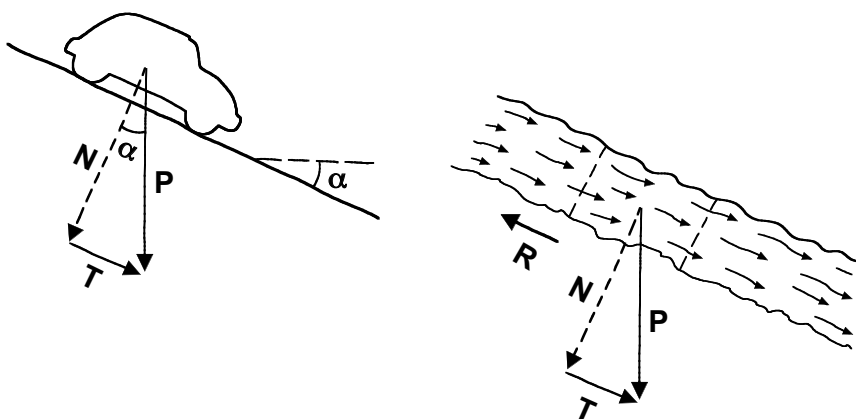


Fig. 1.28 El peso (P) de un objeto posado sobre un plano inclinado, ya sea este un automóvil o agua en un canal, puede descomponerse en una fuerza normal (N) y una fuerza tangencial (T). Para que el fluido avance, la fuerza tangencial (T) debe vencer la resistencia (R) proveniente del plano inclinado inmóvil.

Al igual que los otros ejemplos, y puesto que dispone de una fuente inagotable de energía potencial, el río es un caso clásico de sistema termodinámico abierto, que intercambia materia y energía con su entorno (Leopold, *op. cit.*). Los sistemas fluviales reciben del medio agua, energía y sedimentos; utilizan la energía para excavar y mantener sus canales, y para ejecutar trabajos de drenaje y transporte de sedimentos. Hacia el entorno exportan el agua y los sedimentos que entregan al mar, y también la energía que disipan en calor y trabajo (Leopold and Langbein, 1962). Vale la pena destacar que el ingreso de energía y materiales al sistema es muchísimo menos regular que las exportaciones desde el sistema hacia el entorno. Un chubasco aporta grandes cantidades de agua, energía y sedimentos, pero solo en un sector de la cuenca y por corto tiempo; también una sequía puede ser local y transitoria. Sin embargo, a través de todos esos eventos el sistema exporta materiales desde un solo punto y la disipación de energía es permanente lo largo de toda la red. Esto significa que los ríos tienden a regularizar, en el espacio y a través del tiempo, el expendio de la energía que ingresa al sistema de manera dispersa y aleatoria.

Si los ingresos localizados de energía tuviesen que ser disipados íntegramente in situ, concentrarían en el lugar procesos intensos de erosión y transporte que deformarían los canales. Esas deformidades, multiplicadas en el tiempo y aleatoriamente dispuestas en el espacio, impedirían que el drenaje se organizara como sistema. Hemos visto que esto ocurre efectivamente con los escurrimientos extendidos en laderas, los cuales no pueden mantener sus canales incipientes frente al efecto destructivo de las gotas de lluvia. En ese caso, el drenaje no puede comenzar a organizarse mientras el sistema no logre dispersar el expendio de la energía que ingresa de manera puntual y aleatoria con cada gota de lluvia (Ver pág. 15).

Para organizarse y preservarse, los sistemas fluviales necesitan administrar la energía con tendencia a la dispersión del gasto. En termodinámica, el grado de uniformidad en la distribución del gasto energético se asocia al concepto de entropía: a medida que la energía se dispersa por el sistema, la entropía aumenta y la probabilidad de que esa energía esté disponible para ejecutar trabajo disminuye (Leopold, 1994:272). La probabilidad de que ocurra un evento que concentre energía, en un determinado punto de la red y en un mismo momento del tiempo, es muy baja. Esto significa que la máxima dispersión del expendio de energía (entropía) es la condición más probable para el sistema (Leopold and Langbein, 1962).

La energía está ingresando continuamente al sistema y éste nunca logrará disiparla toda, lo cual representaría su equilibrio termodinámico. No pudiendo eliminarla, el sistema procura dispersarla, lo cual tampoco logra a cabalidad puesto que el ingreso de energía es irregular en el tiempo y en el espacio. La acción fluvial está permanentemente corrigiendo esas irregularidades según van surgiendo en distintos puntos de la red (sustracción de entropía), mediante la disipación en calor y trabajo de la energía que aportan (producción de entropía), a fin de mantener constante la entropía en el sistema. A través de esta búsqueda de uniformidad del gasto, el sistema propende hacia un modo de funcionamiento óptimo que nunca alcanza, conocido como «estado estacionario». El estado estacionario de funcionamiento es una condición estable de no-equilibrio en la cual no hay aumento neto de la entropía en el sistema (Leopold, 1994:272). El sistema termodinámico abierto se adapta al entorno, absorbiendo sus fluctuaciones (sustracción de entropía) mediante la producción de entropía propia, a medida que avanza hacia su estado de funcionamiento estacionario (Wagensberg, 1985: 37). Desde su estado estacionario, el sistema produciría entropía solo a las tasas mínimas compatibles con el entorno (Prigogine, 1955: 82).

Al margen de la distribución del gasto energético, hemos visto que el sistema propende también hacia los mínimos recorridos, lo cual tiende a minimizar el expendio total de energía. La administración de la energía con tendencia al mínimo gasto está presente en todas las etapas del sistema: Sun *et al.* (1996) estudiaron la distribución espacial de las cabeceras de canales a partir de modelos basados en principios de conservación de energía, y afirman que la distribución espacial de las cabeceras estaría determinada por las funciones clásicas de inicio de canales (evolución de la pendiente y de la superficie drenada), en combinación con un requerimiento de mínimo expendio de energía en las laderas y redes. El sistema fluvial opera con tendencia al mínimo gasto de energía a través de todas las escalas espaciales (Leopold and Langbein, 1962; Montgomery and Dietrich, 1992; Rodríguez Iturbe *et al.*, 1992ab; McNamara *et al.*, 2006, entre otros). McNamara *et al.* (2006) van más allá y sostienen que las unidades geomórficas del paisaje, tales como las montañas, valles y planicies aluviales, habrían sido dispuestas por los procesos de erosión difusa y concentrada de manera a minimizar el gasto energético, según fluye el agua ejecutando trabajo geomórfico en el paisaje.

Leopold y Langbein (1962) propusieron una hipótesis que cubre todos los aspectos (deterministas y aleatorios) del funcionamiento de los ríos, al remitir el sistema fluvial al modelo del sistema termodinámico abierto. Los sistemas abiertos se caracterizan por propender simultáneamente hacia dos condiciones: un expendio de energía homogéneo y un mínimo expendio total en el sistema. En los ríos, esto se manifiesta como una propensión hacia unas tasas de trabajo uniformes por unidad de superficie de los cauces, y hacia el mínimo trabajo total en el sistema (Leopold, 1994:57).

En general, la literatura reciente ha confirmado y completado la hipótesis anterior: Rodríguez-Iturbe et al. (1992b) han demostrado que las características estructurales más importantes del sistema fluvial, tales como la velocidad de flujo constante en las redes, las relaciones entre descarga, ancho, profundidad y pendiente promedio de los canales, al igual que las leyes de Horton y todas las características multiescalares del sistema, se explicarían a través de los siguientes principios: (1) mínimo expendio de energía en cualquier eslabón (canal) de la red, (2) expendio homogéneo por unidad de superficie del cauce en todo el sistema y (3) mínimo gasto total en la red.

Mínimo trabajo y trabajo uniforme serían las leyes físicas que rigen el sistema fluvial. Sin embargo, ambos requerimientos se oponen en los ríos: el sistema tiende a homogeneizar las tasas de trabajo controlándolas mediante la sinuosidad de los canales, lo cual aumenta el trabajo total ya que extiende los recorridos. Puesto que ambas tendencias no pueden satisfacerse simultáneamente, el sistema debe acomodarlas en su interior (Leopold, 1994:57, 79). La forma que adopta ese acomodo, en cualquier punto de la red, está regida por el azar con tendencia hacia la mínima varianza, que no es otra cosa que el estado más probable para el sistema (Ver pág. 40 a 42). Esta hipótesis, presentada originalmente por Leopold y Langbein (1962), se conoce como «teoría de la mínima varianza» (Ver pág. 241).

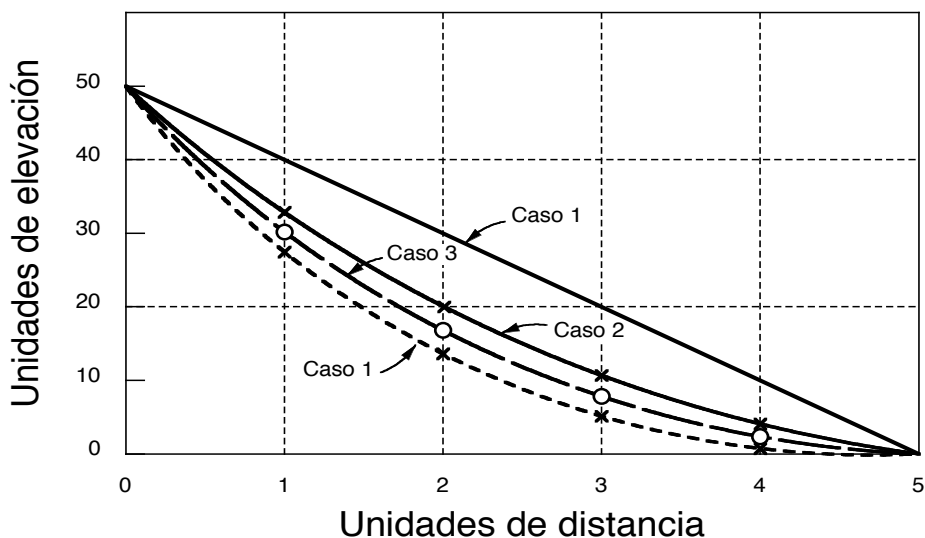


Fig. 1.29 Comparación de cuatro perfiles longitudinales trazados mediante $S \propto Q^z$, siendo S la pendiente y Q la descarga: En el caso uno el exponente (z) es nulo, en el caso dos $z = -0.5$, en el caso tres $z = -0.75$, en el caso cuatro $z = -1$. El caso tres es el que más se aproxima al perfil de los sistemas fluviales. Redibujado de Leopold y Langbein, 1962.

NO DISPONIBLE

NO DISPONIBLE

muy diversas y no suelen ser las mismas para un tramo de canal que para las redes en su totalidad (Ver pág. 205 a 207). También es necesario evaluar siempre el sistema completo, ya que la inestabilidad de un canal podría estar condicionada por variables macroscópicas que el estudio del canal por sí solo no revelará (Ver pág. 252 a 255).

Factores de inestabilidad en los ríos pueden ser: el ingreso de animales que deterioran la vegetación ribereña, un cambio en el régimen de precipitaciones de la cuenca, procesos de urbanización que aceleran las escorrentías en la cuenca, retiros de aguas que reducen el caudal del río, la historia glacial del valle y su legado de escombros que perduran por siglos después de replegados los hielos, entre muchos otros.

Autoorganización. A lo largo de toda esta presentación del sistema fluvial hemos afirmado que el río dispone los meandros, ajusta su inclinación y modifica sus dimensiones para lograr esto y aquello, pero no hemos explicado cómo lo hace. Corresponde ahora clarificar cuáles son los medios de que se sirve el sistema para organizarse a sí mismo.

Imaginemos la superficie de un cauce como una estructura continua, o si se quiere, como un largo tejido tensionado en cada punto por las fuerzas que el flujo le impone. Esta tensión en el lecho (bed shear stress) es proporcional a la velocidad y profundidad del flujo (Anexo 5), y la capacidad del canal para resistirla dependerá de la cohesión de sus paredes y/o del tamaño y densidad de los materiales del lecho (cuando se trata de materiales desagregados). En cualquier momento y en cualquier punto del canal, cuando la tensión tangencial que el flujo ejerce sobre las paredes del cauce supera la fuerza de resistencia al flujo que el cauce es capaz de oponer, el flujo acelera o bien erosiona el cauce e incorpora el material erosionado a su carga de sedimentos. Cuando la tensión que el flujo ejerce es menor que la fuerza que la resiste, el agua disminuye su velocidad y deposita los sedimentos que acarrea (Leopold, 1994-280). Ambos procesos, erosión y deposición están ocurriendo permanentemente en los ríos, y los cauces se generan y se regeneran materialmente a través del juego entre ellos.

La existencia de esta estructura tensional (shear-stress structure), que involucra tanto la erosionabilidad de los cauces como la distribución de las velocidades locales de flujo, quedaría demostrada por la regularidad de las formas de los canales y por su persistencia en el tiempo. En efecto, si los actos locales de erosión y deposición ocurrieran con total independencia unos de otros, deformarían los canales de manera caprichosa. Para que los canales conserven sus formas, es necesario que sus procesos de erosión y deposición se retroalimenten mutuamente a través de esta estructura tensional del cauce, y que lo hagan con tendencia a cancelarse mutuamente (Leopold, *op. cit.*). Los canales se perpetúan en un equilibrio dinámico que les permite persistir a pesar de que los materiales que constituyen su cauce se renuevan constantemente. A medida que los caudales aumentan, la erosión del flujo retira algunos materiales, y cuando las descargas disminuyen, otros sedimentos se depositan en su lugar: si el canal está en equilibrio, el balance final no arroja cambios significativos a través del tiempo.

Este equilibrio entre erosión y deposición admite tolerancias, pero tiene límites. En muchos casos los cauces son capaces de soportar tensiones de corte muy superiores a las que el flujo les impone habitualmente; esos son los canales robustos. Otros operan cerca de sus límites de resistencia a la erosión y son sensibles al aumento de las descargas. La sensibilidad de un canal podría deberse también a la falta de capacidad del flujo para transportar cualquier incremento en el suministro de sedimentos, en cuyo caso la robustez sería la plena capacidad de transporte para el rango de sedimentos que el canal recibe desde aguas arriba (competencia de acarreo). Aunque hay otras variables en juego, muchos autores han definido el equilibrio dinámico de los canales en función de su com-

petencia de acarreo, de manera tal que en los cauces no haya acreción ni degradación neta a través del tiempo (Ej. Lane, 1955).

Más allá de la mera sensibilidad, cuando el equilibrio entre erosión y deposición se ha roto y uno de estos procesos predomina consistentemente por sobre el otro, los canales se ajustan, ya sea en el eje horizontal o vertical. En el eje vertical, los canales pueden erosionar su lecho y profundizarlo (incisión), o bien acumular sedimentos y levantarlo (acreción). En el plano horizontal, pueden erosionar sus riberas (erosión lateral), excavar un nuevo canal en la plana inundable (avulsión), o bien permitir que los depósitos de sedimentos se acumulen en sus riberas y avancen hacia el centro del cauce, estrechándolo lentamente (Ver pág. 208 a 209). Todos estos mecanismos de ajuste morfológico pueden remitirse a procesos descompensados de erosión y deposición. En una escala más amplia, los cambios en las variables externas del sistema generalmente demandan ajustes en su perfil longitudinal. La continuidad de la estructura tensional de los cauces transmite esos ajustes aguas arriba y aguas abajo por las redes, a través de los mismos mecanismos básicos que operan en los canales: quiebres en el lecho (knickpoints) que migran aguas arriba profundizando los cauces a su paso (erosión–incisión), o bien acumulaciones de sedimento que levantan el nivel del lecho (deposición–acreción). Este tipo de ajustes puede tardar siglos en recorrer toda una red fluvial y frecuentemente continúan mucho después de concluida la perturbación que los desencadenó. Los ajustes en general, suelen involucrar fases sucesivas de retroalimentación entre las variables interdependientes afectadas, hasta que el sistema consigue una nueva forma de equilibrio; el proceso se conoce como autoorganización (Wagensberg, 1985: 49) (Ver pág. 211 a 213, 218 a 221).

La capacidad de autoorganización y auto-preservación del sistema fluvial demanda que el sistema hídrico de la cuenca, que incluye todos aquellos elementos que intercambian aguas con los ríos, disponga de fuentes propias de agua que permitan absorber las irregularidades del suministro desde el entorno. Esas fuentes propias serían los acopios de agua en las masas de hielo y nieve, en los suelos, acuíferos, lagos y humedales; todos los cuales son también acopios de energía potencial (Ver pág. 84 a 87). También es necesario que disponga de sedimentos y el sistema hace acopios de sedimentos, tanto al interior de los cauces (barras) como fuera de ellos, en las riberas y planas de inundación (Ver pág. 119 a 121). Los ríos estabilizan su funcionamiento aportando y retirando aguas y sedimentos desde estos acopios; la capacidad de acopio robustece al sistema y le permite autoorganizarse hacia formas más estables y eficientes para sus procesos. En las regiones áridas los acopios de agua son escasos y cada evento hidrológico es una riada que reconfigura completamente los cauces; en los valles confinados de montaña no hay lugar para acopiar sedimentos y los canales no disponen de materiales con los cuales desarrollar su morfología aluvial (Ver pág. 190 a 193). Bajo esas condiciones, los ríos quedan a merced de los aportes del medio, sus cauces no logran mantener secciones eficientes ni patrones sinuosos, y el sistema difícilmente alcanzará un alto grado de organización.

La morfología fluvial depende directamente de solo dos procesos simples: la erosión del terreno y de los cauces por parte del agua corriente, y la deposición de los sedimentos que el agua acarrea, tanto dentro como fuera de los canales. La acción combinada de estos procesos, con tendencia a la máxima probabilidad, es el mecanismo único que da forma y mantiene los canales y las redes fluviales en su totalidad (Ver pág. 236 a 237).

Acomodándose a las restricciones locales que el azar dispone, pero propendiendo siempre hacia la condición más probable, las aguas trazan rutas de máxima eficiencia a través del paisaje. Al interior de los cauces, la distribución espacial de las velocidades de flujo determina los procesos locales de erosión y deposición que, acumulativamente, dan forma y mantienen los canales fluviales en toda su complejidad y diversidad: «el río es el carpintero de su propio edificio» (Luna B. Leopold, 1994: 281).

NO DISPONIBLE

NO DISPONIBLE

Catastrofismo y prudencia. Las inundaciones son catástrofes recurrentes producidas por el desborde de los ríos. En capítulos anteriores hemos señalado que la deforestación y las intervenciones en las redes fluviales exacerbaban la frecuencia e intensidad de las inundaciones, y esto es así. Sin embargo, Leopold (1994: 119) aclara que en el caso de las inundaciones de gran escala, provocadas por eventos climáticos excepcionales, la obra humana tiene poca incidencia. Incluso en sistemas poco intervenidos y en regiones bien forestadas, las grandes tormentas superan la capacidad de retención de las cuencas y la capacidad de drenaje de los canales. Hasta mediados del siglo XX se creía que los bosques impedían las inundaciones, esto no es así: los bosques retardan el desplazamiento de los sedimentos, pero cuando los suelos ya se han saturado las aguas deben escurrir por la superficie (Leopold, 1994: 118). Las grandes inundaciones del año 1993 en el hemisferio norte se debieron a la inusual persistencia de unas precipitaciones muy intensas. El evento hubiese superado la capacidad de retención de las cuencas, al margen del grado de intervención en ellas, pero la gravedad de los daños en cada una dependió del patrón y de la extensión de sus obras de regulación fluvial (Leopold, 1994: 119). Las inundaciones son fenómenos naturales inevitables y los cauces naturales disponen de espacios para conducirlos suavemente, como son sus planas laterales. El daño que provocan las inundaciones se debe en gran medida a que esas planas han sido ocupadas por el hombre (Leopold, 1994: *op. cit.*).



Fig. 1.41 Brecha en el dique Möhne, en Alemania, varias horas después de bombardeado en 1943.

Por otra parte, las obras de regulación fluvial conllevan un potencial de desastre en sí mismas. Los colapsos de diques han traído consecuencias trágicas y daños materiales importantes. Uno de los primeros fue el dique St. Francis, en California, colapsado en 1928, casi inmediatamente después de su inauguración; ha habido muchos otros. Los embalses han sido designados como objetivo de guerra; el bombardeo de los diques Moehne y Sorpe, en Alemania, en 1943, tuvo consecuencias catastróficas (Fig. 1.41). Las brechas en los bordos laterales de los grandes ríos también son muy graves. Las grandes tormentas de 1993 sobrepasaron las contenciones de los ríos Mississippi y Missouri,

causando inundaciones y daños importantes. Años después, y a pesar de las advertencias de los especialistas, el huracán Katrina colapsó las defensas del río Mississippi en Nueva Orleans e inundó la ciudad en un 70%. En la actualidad, el desmantelamiento de obras de ingeniería hidráulica es frecuente en Europa, como parte de los programas de manejo de sistemas hídricos, con miras a devolverlos gradualmente a una condición «más natural» (Ver pág. 255 a 262). En Norteamérica, la remoción de diques obsoletos se ha vuelto muy popular, básicamente como medida de restauración ambiental (Parker, 2007:9), aunque también hay objetivos de seguridad involucrados.

Otro tipo de catástrofes, también provocadas por las intervenciones humanas en el sistema, son los desastres ecológicos en ambientes acuáticos. Aunque hay muchos casos interesantes, solo mencionaremos dos ejemplos significativos:

1) El canal del lago Erie, construido como ruta navegable a principios del siglo XIX, habría introducido la lamprea marina en los lagos Michigan, Huron y Superior (EE.UU). La llegada de este parásito destruyó las pesquerías de agua dulce en esos lagos, principal soporte económico de las comunidades locales de entonces. El antiguo canal Erie cayó en desuso poco más de cien años después de su construcción, pero las lampreas no han podido ser erradicadas (Allan, 1995: 305).

2) El nivel del lago Aral en Asia central, antes el cuarto mayor cuerpo de agua fresca en el mundo, ha descendido sostenidamente a causa de los masivos retiros de aguas en su cuenca, para cultivos de algodón a miles de kilómetros de distancia. Desde 1960, el nivel del agua ha bajado 16 metros, la superficie del lago ha disminuido en un 50% y su volumen en un 75%. La salinidad del agua se ha triplicado y las pesquerías que antes entregaban 44.000 toneladas métricas al año, han colapsado. Las 24 especies de peces nativos y endémicos del lago han desaparecido y la desertificación avanza en toda la región (Allan, 1995: 315). La reciente recuperación de un pequeño sector del lago no ha revertido la tendencia general.

Por último, puesto que el interés que ha concitado la geomorfología fluvial en los últimos años se origina en un interés por la ecología, a continuación presentaremos algunas de las variables antropogénicas y geomórficas que más afectan la vida en los ríos. El impacto de las actividades humanas en el hábitat fluvial proviene de (1) el deterioro de la calidad del agua, (2) las alteraciones en los substratos aluviales, y (3) la disminución de la conectividad del sistema, tanto internamente como con las zonas ribereñas y aledañas.

1) La calidad del agua se va afectada por todas las formas de contaminación, incluyendo los sedimentos suspendidos, por las alteraciones en la temperatura del agua, y por los cambios en el contenido de oxígeno disuelto. Los sedimentos suspendidos impiden el paso de la luz y con ello la fotosíntesis, congestionan las branquias de los peces juveniles, y en algunos casos, aportan nutrientes en exceso. La temperatura del agua debe mantenerse dentro de los rangos de tolerancia de los organismos acuáticos. El aumento de la temperatura disminuye las concentraciones de oxígeno en el agua, las cuales también podrían caer por debajo de la tolerancia de algunos organismos. Los cauces excesivamente anchos y someros favorecen el aumento de la temperatura en verano y la pérdida de calor en invierno. La temperatura de los vertidos y también de las aguas que entregan las represas, suelen alterar la temperatura en los ríos. Los nutrientes en exceso favorecen el desarrollo de la producción primaria (eutroficación), incluyendo la proliferación de algas, cuyo consumo de oxígeno durante la noche podría asfixiar a otros organismos.

2) Los substratos aluviales son el hábitat de las comunidades bentónicas. Este hábitat se deteriora o desaparece cuando la deposición de sedimento fino sella los intersticios entre las gravas y cantos. Los substratos pétreos necesitan renovarse y asearse hidráulicamente con regularidad; un suministro insuficiente de sedimento grueso y/o la incompetencia de acarreo del flujo, impiden estos procesos. Las riberas cohesivas también

son colonizadas por organismos que generalmente horadan túneles para vivir en ellas. Puesto que el lecho y las paredes del río son en sí mismas un hábitat importante, todas las formas de canalización y homogenización de los cauces empobrecen el hábitat fluvial.

3) La conectividad que requiere la biota es esencialmente la misma que necesita el sistema de drenaje para su funcionamiento. Petts y Amoros (1996) desarrollaron el modelo conceptual del «sistema hidrofluvial», que enfatiza la importancia de la conectividad del sistema, tanto internamente como con el entorno, en tres ejes:

a) La conectividad longitudinal es importante para las especies migratorias y para la dispersión y eventual recolonización de los ríos. También son importantes las transferencias de nutrientes y materia orgánica a lo largo del sistema. Los embalses de todos tamaños interrumpen la conectividad longitudinal del sistema.

b) La conectividad lateral del río hacia sus planas y/o humedales adenaños, es necesaria para los organismos acuáticos y terrestres que desarrollan parte de sus ciclos de vida en ellos. Las comunidades ribereñas y de los humedales requieren de las inundaciones estacionales periódicas, y si las inundaciones son artificiales, deben ocurrir en la temporada en que ocurrirían naturalmente. Las inundaciones recargan los acuíferos y las planas, y también recogen materiales biológicos y nutrientes necesarios para las comunidades acuáticas. Las defensas fluviales y también los reforzamientos de riberas impiden estas transferencias y separan los ríos de sus planas y humedales.

c) La conectividad vertical es necesaria para los organismos que se desarrollan en el ambiente hiporréico durante sus fases juveniles. El ingreso de aguas subterráneas estabiliza la temperatura de los ríos, tanto en invierno como en verano, y contribuye al aseo de los substratos. El acorazamiento artificial de los lechos, generalmente implementado para evitar la incisión, impide estas transferencias. Por otra parte, la incisión de los canales arrastra consigo el nivel de las napas freáticas, lo cual reseca la vegetación ribereña y los campos adenaños al río (Anexo 47).

Aunque una medida de catastrofismo es parte de una mirada lúcida sobre el tema de las grandes obras hidráulicas, también hay espacio para el optimismo. En la actualidad hay más conciencia pública respecto de la importancia del medioambiente, del rol que cumplen los ríos en el paisaje y de la vida en ellos. En los países desarrollados, las prácticas de conservación y restauración fluvial están bien establecidas, la geomorfología fluvial es consultada en los procesos de planificación territorial y su enfoque es aceptado por la ingeniería fluvial.

Esto último es importante, la ingeniería y la geomorfología fluvial no son vertientes alternativas ni opuestas. Gradualmente, la ingeniería ha ido incorporando las variables provenientes de las geociencias en general, y de la geomorfología en particular. Varias de las fuentes más citadas en este trabajo provienen de la ingeniería (Ej. Soar and Thorne, 2001; Parker, 2007, entre otras), y muchos de los fundadores de la geomorfología fluvial fueron ingenieros (Ej. Robert E. Horton, Luna B. Leopold, entre otros). Los conflictos en torno a las decisiones de manejo fluvial son conflictos de intereses, no conflictos entre disciplinas científicas o de ciencias aplicadas.

Donald Hey (2001) enfatiza que en los últimos 200 años las obras de ingeniería procuraron minimizar la retención de agua en las cuencas (storage) y maximizar la capacidad de acarreo de las redes (conveyance). Esto debería revertirse en el futuro. Los criterios de diseño «post-modernos» favorecerían la retención de agua, preferentemente muy cerca de donde precipita (Hey, 2001). Esta nueva tendencia encontrará gran resistencia, especialmente en los países en desarrollo, ya que involucra cambios y restricciones en el uso de suelos. Por otra parte, Gardiner (1988) sostiene que el manejo fluvial con tendencia a promover la evolución natural de los canales, sería más económico puesto que el sistema tiende a generar por sí mismo formas estables al interior del paisaje existente.

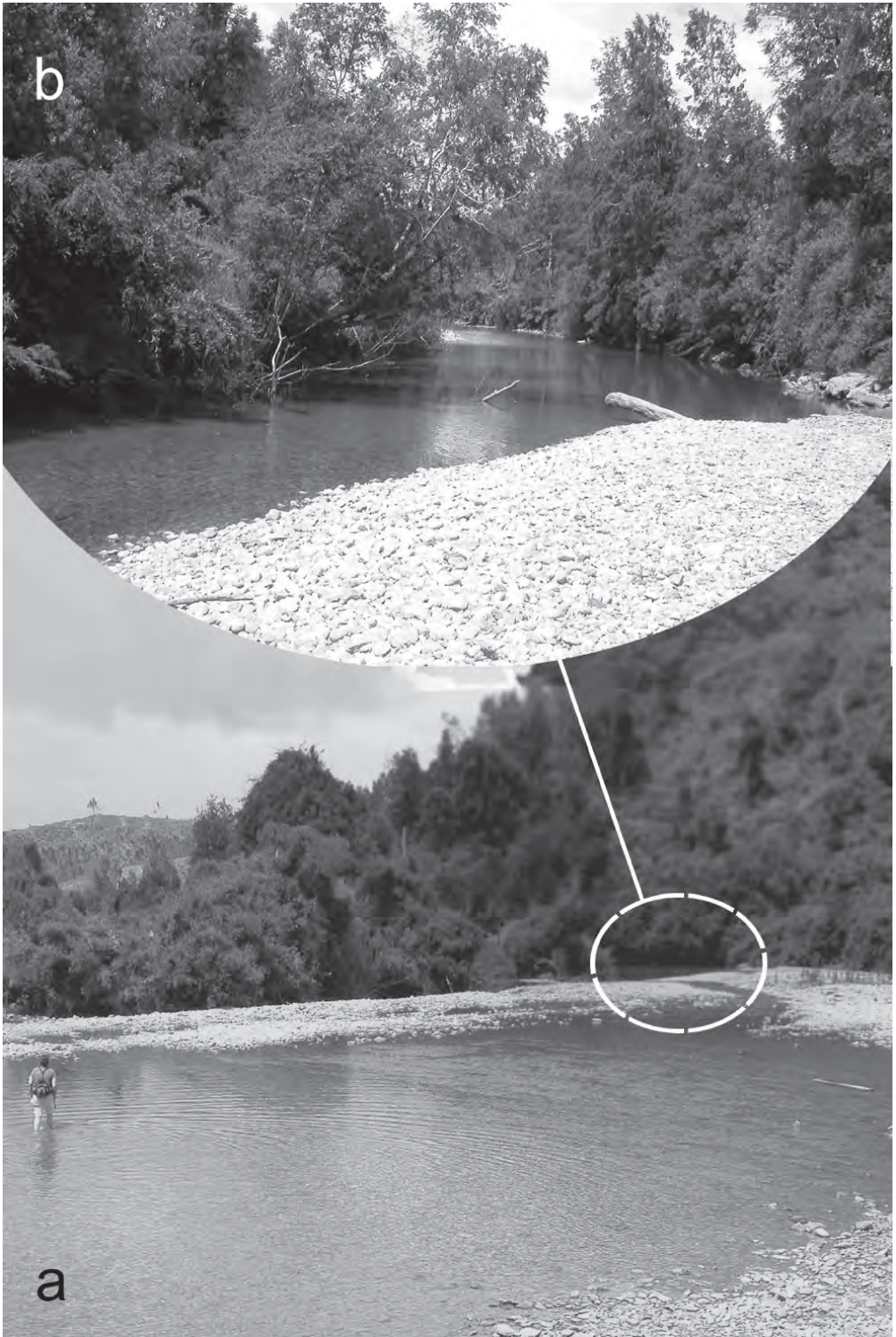


Fig. 1.42 Extensión lateral: (a) cauce dilatado y somero por remoción de la vegetación ribereña; (b) el mismo cauce al término del tramo deforestado, más angosto, profundo y eficiente. Río Esperanza, Chile.

II. EL SISTEMA EN FUNCIONAMIENTO

II.A FLUJOS (ELEMENTOS DE HIDRÁULICA)

Fluid: Si intentáramos desmoldar un postre de gelatina sobre una bandeja inclinada, cuando está recién hecha y completamente líquida, nuestro postre escurriría hacia abajo por la bandeja *en virtud de la fuerza de gravedad* (Fig 2.1a). Si esperamos hasta que la gelatina esté bien cuajada, al desmoldarla conservará su forma pero no descenderá por la bandeja *en virtud de las fuerzas de fricción* entre la gelatina y la bandeja (Fig 2.1b). Si la desmoldáramos cuando todavía tiene una consistencia espesa, nuestra gelatina se desmoronaría bajo su propio peso y sus capas superiores escurrirían hacia abajo, pero muy lentamente *a causa de su viscosidad* (Fig 2.1c). Por último, cualquiera que sea la consistencia de nuestro postre, podemos hacerlo descender más rápido inclinando más la bandeja, aunque para evitar que se nos escape tendríamos que enderezarla rápidamente: una vez en movimiento, la gelatina tarda en detenerse *en virtud de las fuerzas de inercia* (Fig 2.1d). Este sencillo ejemplo ilustra las cuatro fuerzas que intervienen en el fluir:

(a) *Fuerza gravitacional.* El peso P (N) es el producto de la masa m (kg) por la aceleración gravitacional g ($9,81\text{m/s}^2$). El peso de un objeto apoyado sobre un plano inclinado puede descomponerse en una fuerza perpendicular al plano de apoyo y otra paralela a él. (Fig 1.28). La componente (T) paralela al plano de apoyo tiende a hacer que el objeto avance, y aumenta con la inclinación según $T = P \sin\alpha$, siendo α el ángulo de inclinación. También el agua que escurre por un canal avanza impulsada por la componente paralela al lecho de su propio peso. La superficie del cauce que recibe su peso, recibe esa componente tangencial, conocida como «tensión de corte en el lecho» (bed shear stress). Las tensiones de corte se designan con la letra griega τ (tau), la tensión de corte en el lecho se designa τ_0 (tau cero). Puesto que se aplica sobre una superficie, τ_0 se mide en unidades de presión (N/m^2) (Leopold, 1994: 191, 246).

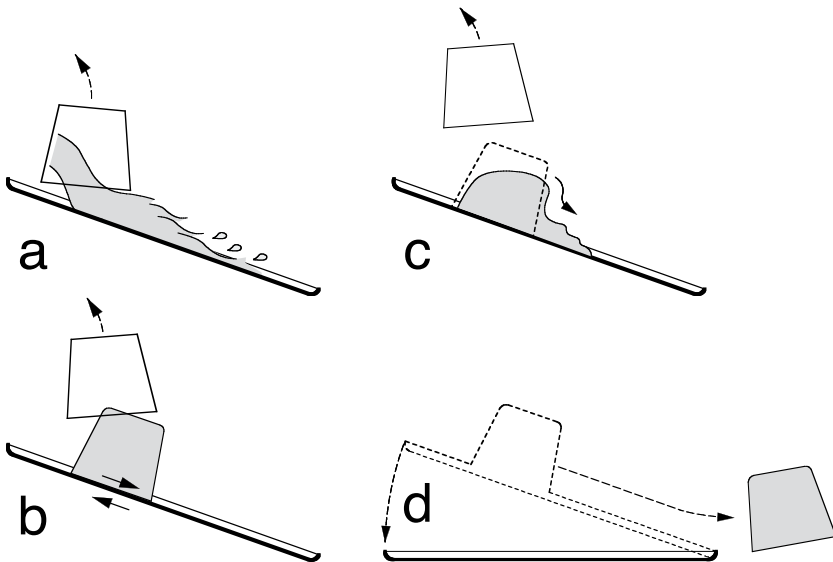


Fig. 2.1 Ilustración de las fuerzas que actúan en un fluido: (a) fuerza de gravedad, (b) fricción contra la frontera, (c) fricción interna o viscosidad, (d) inercia.

La magnitud de la tensión de corte en el lecho (τ_0) depende de la masa de agua en movimiento, de la superficie que recibe ese peso, de la inclinación del cauce y de su textura o rugosidad (Ver pág. 77 a 82). Puesto que la masa de agua es proporcional al volumen, la relación entre el volumen de agua en movimiento y la superficie del lecho que recibe su peso, es determinante para las tensiones de corte (Fig. 2.2). Esta relación se conoce como radio hidráulico (R) y se establece dividiendo la sección del flujo (A) por el perímetro de esa sección que está en contacto con el cauce o «perímetro mojado» (P).

La ecuación de Du Boys para la tensión de corte en el lecho es $\tau_0 = \rho g R S$, siendo ρ la densidad del agua, g la aceleración gravitacional, R el radio hidráulico, y S la pendiente del canal. En canales naturales cuyo ancho (w) es mucho mayor que su profundidad media (d), el radio hidráulico es muy similar a la profundidad, y por lo tanto $\tau_0 = \rho g d S$ (Montgomery and Buffington, 1998). Ambas expresiones desprecian la resistencia al flujo o «rugosidad» de los cauces, y arrojan valores promediados por unidad de superficie del lecho asumiendo una velocidad de flujo y profundidad constantes. Las condiciones hidráulicas en los canales naturales son mucho más complejas, de manera que estas ecuaciones ofrecen solo una aproximación a las tensiones de corte en los ríos.

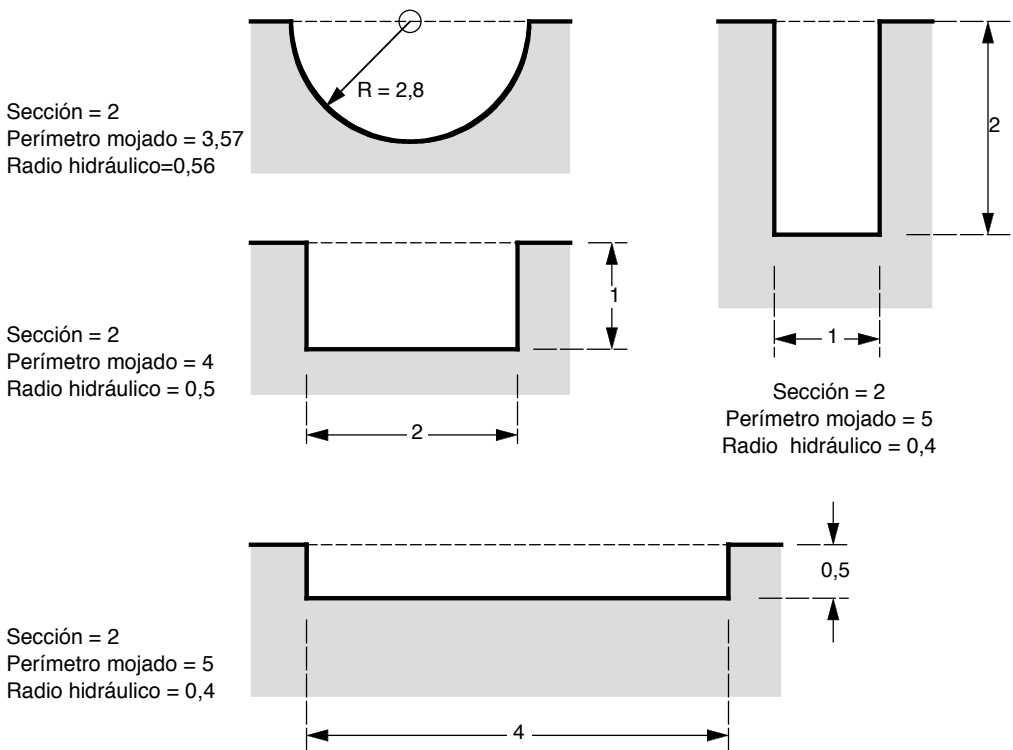


Fig. 2.2 Radio hidráulico comparado: la sección semicircular es la más eficiente pero no es posible en canales naturales. Las secciones rectangulares son más eficientes cuando el ancho es aproximadamente dos veces la altura.

(b) *Fuerzas de fricción.* Para permanecer inmóviles e íntegras frente a las tensiones de corte que el agua les impone, las paredes de un cauce oponen fuerzas propias tendientes a cancelar el efecto de esas tensiones: las fuerzas de fricción. Las fuerzas de fricción se aplican en el mismo plano y en la misma dirección que las tensiones de corte, pero en sentido contrario, y también se expresan en unidades de presión (N/m^2). En el plano de contacto o «frontera» entre el agua y el cauce se produce un encuentro de fuerzas

opuestas, unas provenientes del cuerpo en movimiento (gravitacionales) y las otras del cuerpo inmóvil (de fricción). Si las fuerzas gravitacionales son mayores que las fuerzas de fricción, el fluido erosiona el plano de apoyo y/o acelera; si ambas son equivalentes, el fluido avanza a velocidad constante y no hay erosión; si las fuerzas de fricción superan a las fuerzas gravitacionales, el fluido desacelera (Leopold *et al.*, 1964).

(c) *Viscosidad o fricción interna.* Para fluir, un cuerpo sometido a una tensión tangencial debe deformarse continuamente: un fluido es un cuerpo que no tiene límites de deformación, aun frente a esfuerzos mínimos. La viscosidad de un fluido depende de la velocidad con que se deforma, lo cual depende a su vez de la fricción entre sus moléculas al desplazarse unas contra otras. La regularidad de las moléculas y las fuerzas de la atracción entre ellas, afectan la facilidad con que se deforma un fluido (Charlton, 2008:83). La viscosidad absoluta se designa con la letra griega μ (mu), y se obtiene midiendo el tiempo que demora el fluido en pasar través de un tubo de magnitud conocida, a una temperatura determinada. La unidad de medida (SI) es el Pascal-Segundo, $1\text{Pa}\cdot\text{s}=1\text{Ns}/\text{m}^2$. En hidráulica, la viscosidad suele remitirse a una cuantía llamada «viscosidad cinemática», designada con la letra griega ν (nu), y correspondiente a la relación entre viscosidad y la densidad del fluido. Al dividir la viscosidad por la densidad, las unidades de masa se despejan, de manera que la unidad (SI) de viscosidad cinemática es m^2/s .

(d) *Fuerzas de inercia.* Para acelerar, detener o cambiar la dirección de un cuerpo en movimiento, se le debe aplicar una fuerza. Esta fuerza se conoce como fuerza de inercia y puede concebirse como la resistencia que un cuerpo opone a cambiar su estado de movimiento. Las fuerzas de inercia son mayores en los cuerpos más pesados y cuando el desplazamiento es rápido: la inercia es proporcional a la masa del objeto y a la aceleración. En hidráulica es frecuente sustituir la masa por el volumen de agua en movimiento, de manera que la inercia suele expresarse como u^2/d , siendo u la velocidad promedio de flujo y d la profundidad media del flujo; o bien como uR , siendo R el radio hidráulico (Charlton, 2008: 80, 82).

Las fuerzas gravitacionales movilizan el agua y las fuerzas de inercia tienden a mantenerla en movimiento. En contra de ese movimiento actúan las fuerzas de fricción externas, provenientes del cauce contra el cual se desplaza, y también las fuerzas de fricción internas, provenientes del roce entre las moléculas de agua (viscosidad). La gravedad, la inercia, la fricción contra el cauce, y la propia viscosidad, son todas las fuerzas que actúan sobre el agua corriente. De la importancia relativa de estas fuerzas al interior del flujo, dependerán su velocidad y su comportamiento, que son las condiciones hidráulicas que determinan su capacidad erosiva y de transporte de sedimentos, que a su vez determinan la morfología de los canales fluviales.

Comportamiento del flujo. Los flujos pueden separarse entre turbulentos y laminares, dependiendo de los patrones de movimiento del agua en su interior.

En el flujo laminar, el agua se desplaza en capas paralelas infinitesimalmente delgadas que avanzan unas sobre otras sin mezclarse entre sí, a la manera de un mazo de naipes deformado por un empuje horizontal (Fig. 2.3). El flujo laminar es lento, suave y ordenado, y las partículas en su interior siguen una dirección lineal y predecible. Los fluidos viscosos, como el aceite o la glicerina, tienden a hacer flujos laminares ya que se resisten más a ser deformados. Puesto que su viscosidad es relativamente baja el agua solo hace flujos laminares cuando escurre a baja velocidad y/o sobre superficies suaves (Charlton, 2008: 81). En los canales naturales el flujo laminar es raro y una apariencia suave en la superficie del agua no es garantía de flujo verdaderamente laminar, sin mezclas por corrientes secundarias ascendentes o circulares.

NO DISPONIBLE

NO DISPONIBLE

Origen del sedimento. Según Leopold (1994: 184), cinco tipos de rocas cubren aproximadamente el 90% de la superficie de los continentes:

(1) Lutitas (52%), son rocas sedimentarias poco consolidadas formadas por compresión de los depósitos aluviales de arcilla, limos o arenas finas.

(2) Areniscas (15%), son rocas sedimentarias formadas por arenas de río compactadas y cementadas por arcillas o silicatos. Son permeables y suelen constituir acuíferos.

(3) Granitos y granodioritas (15%), son rocas ígneas compuestas por cristales de cuarzo, mica y feldespato, visibles al ojo desnudo.

(4) Calizas y dolomitas (7%), son rocas sedimentarias de origen marino o lacustre, compuestas por carbonatos de calcio y magnesio;

(5) Basaltos y gabros (3%), son rocas ígneas extrusivas (volcánicas) compuestas fundamentalmente por feldespatos cálcicos y piroxeno.

De acuerdo a lo anterior, las rocas consolidadas a partir de los depósitos sedimentarios aluviales (Lutitas y Areniscas), cubren el 67% de la superficie de los continentes, y si incluimos todos los tipos de roca sedimentaria, éstas cubren casi un 80% de las tierras emergidas. Esto es sorprendente si consideramos que las rocas ígneas y metamórficas, que son la fuente de sus minerales, constituyen la mayor parte del volumen del manto y la corteza terrestres. La explicación para esta discrepancia son los procesos de intemperismo, que reducen a sedimento las rocas expuestas a la atmósfera (Ver pág. 104 a 105). Según Leopold (*op. cit.*), si combinamos la composición mineralógica de los tipos de roca más abundantes en la superficie terrestre (1 a 5) con su abundancia relativa, tenemos que los minerales más expuestos a la meteorización serían:

(1) Feldespatos (30%), grupo de silicatos minerales de origen intrusivo, cuya fórmula genérica es XZ_4O_8 , pudiendo ser $Z = Al; B, Si$ y $X = Ba, Ca, K, Na, NH_4$. Intemperizados químicamente dan origen a los minerales de arcilla (Anexo 12).

(2) Cuarzo (28%), formado por cristales hexagonales de dióxido de silicio (SiO_2). Es estable, duro, difícil de disolver y de degradar, por lo cual se lo encuentra en todo tipo de rocas, aunque su origen es ígneo. A través de millones de años el cuarzo puede ser disuelto en concentraciones muy bajas y redepositado (traslocado). Al acumularse en los intersticios de los depósitos aluviales, el cuarzo actúa como un cemento muy duro, dando lugar a algunas de las rocas más resistentes que se conocen: los conglomerados cementados con sílice (sedimentarios) y la cuarcita (metamórfica) (Leopold, 1994: 187).

(3) Minerales de arcilla y micas (18%). Las micas son silicatos de origen ígneo y su fórmula es muy variable. Los minerales de arcilla son silicatos de aluminio hidratados ($Al_2Si_3O_4$), producto de la intemperización de los feldespatos. Al igual que otros minerales secundarios, las arcillas son menos densas que sus minerales parentales (Charlton, 2008: 38). Ambas, micas y arcillas, son filosilicatos y presentan estructuras moleculares laminares, lo cual les confiere propiedades particulares: sus láminas microscópicas hacen estructuras capaces de retener agua y se atraen eléctricamente entre sí, lo cual las hace hidrófilas y cohesivas.

(4) Calcitas y Dolomitas (9%), son rocas relativamente blandas, compuestas fundamentalmente por carbonatos de calcio ($CaCO_3$). Se disuelven lentamente en aguas neutras aunque son muy reactivas en aguas levemente ácidas, lo cual las hace fáciles de traslocar. La disolución y posterior recristalización de estos minerales hace depósitos y rasgos kársticos, tales como galerías, grutas y estalactitas.

(5) Minerales de óxidos de hierro (4%). Son muy numerosos, los más abundantes serían las hematitas (Fe_2O_3), la magnetita (Fe_3O_4), y la pirita (FeS_2). Muchos de ellos son susceptibles a la oxidación (Anexo 12).

(6) Piroxeno y anfíboles (1%), son silicatos de magnesio, calcio, aluminio y hierro, muy comunes en rocas ígneas: el piroxeno en rocas basálticas y las anfíboles en las andesitas.

La distribución de los tipos litológicos en la cuenca determina el carácter del sedimento en transporte en el sistema (Leopold, 1994: 184). El tamaño de los trozos de roca que ingresan a los ríos en su curso superior depende principalmente de las juntas, fallas, y encuentros de minerales en la roca parental, lo cual es muy variable. Por otra parte, el material disponible en las nacientes viene condicionado también por su historia geológica. Las glaciaciones, los anteriores procesos de meteorización, de transporte, deposición y litificación, así como los procesos geológicos estructurales (tectónicos y otros), determinan su actual susceptibilidad al intemperismo (Leopold, 1994: 215).

En general, las rocas más resistentes son acarreadas como sedimento de fondo, puesto que mantienen su integridad a pesar de los procesos de destrucción a que están sometidas en los canales (Ver pág. 110 a 111). Cuando finalmente han sido reducidas a arena, los granos de cuarzo predominan a pesar de que otros minerales son más abundantes. Por su densidad y dureza, el cuarzo es selectivamente concentrado por los procesos fluviales ya que tiende a quedar rezagado en el transporte (Leopold, 1994: 187, 188). Los conglomerados y clastos de rocas blandas, en cambio, son prontamente reducidos a material fino y evacuados como sedimento en suspensión (Ver pág. 118 a 119). Aunque los sólidos en suspensión constituyen la mayor parte del sedimento aluvial, las formaciones sedimentarias más significativas para el hombre provienen de los sólidos de fondo (Ej. areniscas), puesto que constituyen acuíferos, que son la fuente de agua fresca para más de la mitad de la población mundial (Leopold, 1994: 187).

Los sólidos disueltos son mayoritariamente electrolitos provenientes de las sales, y también carbonatos de calcio (en aguas duras), los cuales son determinantes para la composición química de las aguas marinas, y para la vida en ellas. El sedimento en suspensión proviene en gran medida de los feldspatos, que son los minerales de hierro más abundantes y cuya descomposición origina los minerales de arcilla, que a su vez son el origen de las lutitas (Leopold, 1994: 187). Las lutitas son rocas detríticas blandas, que la erosión fluvial reduce fácilmente a partículas muy finas. La preponderancia de las lutitas en la superficie de los continentes (52%) es evidencia de la preponderancia de los sedimentos suspendidos en el transporte fluvial (Leopold, 1994: 184).

Los sedimentos de fondo suelen incluir una gran variedad de tipos litológicos. Los granos más pequeños (0,06 a 0,5mm) son arenas finas a medianas, en las cuales predomina el cuarzo; las arenas gruesas son una mezcla de cuarzo y granos de diversos minerales. Las partículas mayores que 1mm generalmente contienen más de un mineral; las gravillas, gravas, cantos y bloques, son fragmentos de roca (Leopold, 1994: 183). Según se alarga el transporte, el sedimento de fondo madura: se vuelve más redondeado, más pequeño y también más homogéneo ya que tiende a reducirse a unos pocos minerales poco solubles y resistentes a la abrasión (Ver pág. 110 a 112).

Granulometrías y mezclas. Para efecto de erosión y transporte, los sedimentos no se caracterizan de acuerdo a su composición mineral sino por su talla o calibre, según su diámetro (D). En el caso de los sedimentos de fondo, la forma de los granos puede afectar su clasificación: cuando los granos son marcadamente alargados, el diámetro pierde sentido y se los caracteriza midiendo su eje largo (Ver pág. 131 a 132). Para facilitar el manejo de los datos, el continuo de las tallas posibles se discretiza remitiéndolo a un número restringido de intervalos o "clases" de material particulado (Parker,

2007: 13). Las clases de sedimentos que presentamos a continuación han sido tomadas de Gallegos (1996) y son las más utilizadas en todo el mundo.

Bloques $D > 256\text{mm}$

Cantos $D 256 \text{ a } 16\text{mm}$

Gravas $D 16 \text{ a } 2,0\text{mm}$; usualmente subdivididas en gravillas ($D 2 \text{ a } 16\text{mm}$) y gravas ($D 16 \text{ a } 64\text{mm}$)

Arenas $D 2,0 \text{ a } 0,062\text{mm}$; usualmente subdivididas en arenas finas ($D 0,062 \text{ a } 0,25\text{mm}$), medianas ($D 0,25 \text{ a } 0,5 \text{mm}$), y gruesas ($D 0,5 \text{ a } 2,0\text{mm}$)

Limos $D 1/16 \text{ a } 1/256\text{mm}$.

Arcillas $D < 1/256\text{mm}$

En distintos tramos de un río y aun en distintos sectores de un mismo tramo, encontraremos sedimentos de distinto calibre y también distintas mezclas de sedimentos. Estas mezclas se caracterizan por su rango de tallas y por la proporción de cada una de esas tallas en su composición. La distribución de frecuencia de tallas de una mezcla, es el número de partículas de cada clase de sedimento en ella.

Los distintos sectores de un sistema fluvial suelen presentar mezclas características, asociadas a las condiciones hidráulicas, y por lo tanto a la morfología fluvial típica del lugar. La mezcla de sedimentos de un cauce aluvial es inseparable de su morfología, puesto que su comportamiento de transporte es particular (Fig. 2.32).

En general, las ecuaciones de transporte de sedimento hacen referencia a un solo tamaño de grano, representativo de la mezcla en general. El tamaño medio de grano (en la parte media del rango) no suele ser representativo ya que las partículas pequeñas son más numerosas. Esto significa que la distribución de frecuencias no es «normal» o «gausiana» y las mezclas presentan un sesgo positivo hacia las tallas pequeñas (Charlton, 2008: 105). Por esta razón suele utilizarse la mediana (D_{50}), que es la talla para la cual el 50% de la muestra es inferior. También se utiliza una desviación estándar por encima de la media (D_{84}) y ocasionalmente una desviación estándar por debajo de la media (D_{16}). Las mezclas también se caracterizan mediante índices de segregación (sorting indexes), tales como $I = D_{84} / D_{16}$. Este índice arroja valores bajos para mezclas bien segregadas (estrecho rango de tallas y poca variación en torno a la media) y aumenta en las mezclas más heterogéneas (Charlton, *op. cit.*).

Las mezclas pueden presentar también características modales diferentes. En algunos casos, un mayor número de individuos se concentra en torno a una sola talla (muestra unimodal) y su gráfico de distribución presenta un solo pico máximo (Fig. 2.33a). En otros casos la muestra se hace numéricamente densa en torno a dos tallas (muestra bimodal) y su gráfico de distribución hace dos picos máximos (Fig. 2.22b). Según Parker

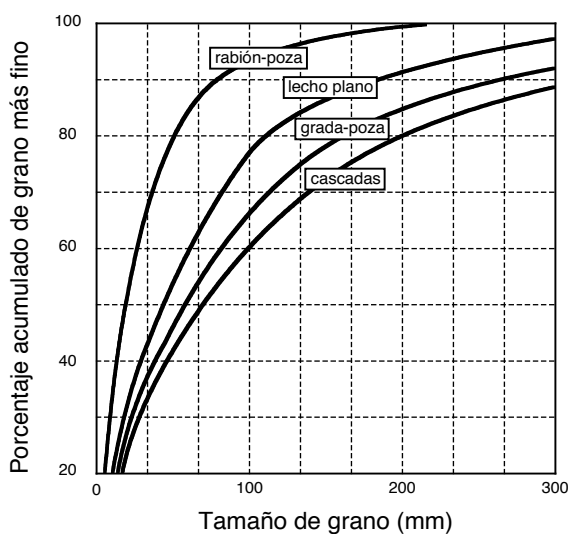


Fig. 2.32 Distribución de los tamaños de grano en tramos aluviales con distintas morfologías del lecho, en la hoya de Finney Creek, E.E.UU. (redibujado de Montgomery y Buffington, 1997).

(2007: 11), las mezclas más homogéneas, tales como las arenas, tienden a ser unimodales, pero las mezclas multigranulares suelen ser bimodales. Las diferencias modales son significativas puesto que afectan las características de transporte del substrato, y con ello la morfología de los canales (Ver pág.127 a 129).

Por último, una representación gráfica en escala lineal o «gaussiana» de la distribución de tallas no es la más apropiada ya que la porción más fina (pero más numerosa) del sedimento aparece como una pequeña fracción del total (Fig. 2.33d). Una mucho mejor representación se logra remitiendo las tallas a una escala logarítmica phi (Φ), definida como $\Phi = \log_2 D$, siendo D el diámetro del grano. Esta escala phi (Anexo 13) permite visualizar la distribución de frecuencia de tallas (típicamente log-normal) como una distribución normal, o similar a normal, entregando así una imagen más equilibrada de su composición (Charlton, *op. cit.*). Parker (2007: 13) ilustra este punto de manera muy convincente al comparar dos representaciones gráficas de la distribución de una misma mezcla: una basada en su escala logarítmica $\Psi = -\Phi$, y la otra basada en una escala lineal. El gráfico normalizado por la escala logarítmica de Parker (Fig. 2.33c) muestra claramente que la mitad de la muestra corresponde a arena, aunque en el gráfico lineal (Fig. 2.33d) la arena aparece relegada a una pequeñísima porción en el lado izquierdo de la figura (Parker, *op. cit.*).

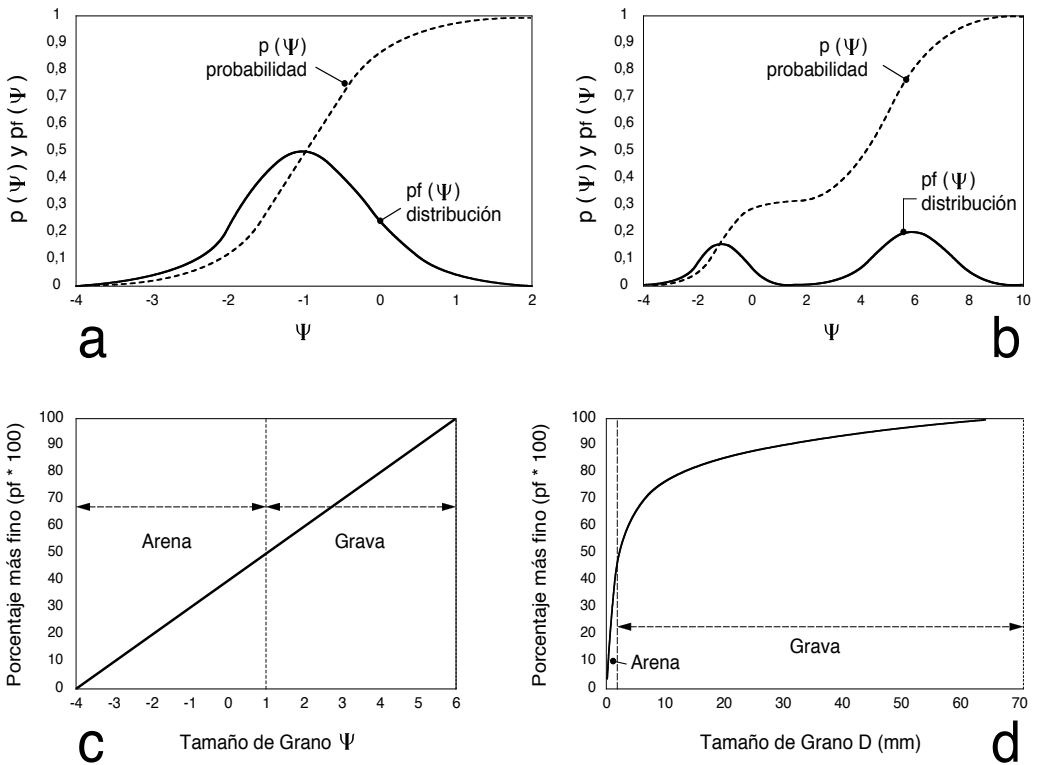


Fig. 2.33 (a) Funciones de densidad de probabilidad y distribución de tallas en una muestra de sedimento unimodal (Ej. arena). (b) Funciones de densidad de probabilidad y distribución de tallas en una muestra bimodal (Ej. multigranular bimodal). (c) Distribución probable de una mezcla de arenas y gravas, con sus tallas expresadas en la escala logarítmica Ψ de Parker. (d) Distribución de la misma muestra con sus tallas expresadas linealmente, en mm. En este último caso las arenas quedan relegadas a una pequeña porción a la izquierda del gráfico (redibujado de Parker, 2007).

NO DISPONIBLE

NO DISPONIBLE

en los valles (Charlton, *op. cit.*). El más utilizado de los sistemas portátiles es el muestreador Helley–Smith (HS) (Fig. 2.52), cuyo diseño ha mejorado a través de los años. Los más recientes logran mantener en su boca de entrada la velocidad del flujo circundante y no perturban el transporte. Lamentablemente, el tamaño de su boca de entrada (7,6 x 7,6cm) disminuye su eficiencia de captura para materiales mayores que 16mm, en hasta un 70% (Emmett, 1980). La eficiencia del HS disminuye también cuando las tasas de transporte son bajas, lo cual amerita el uso de funciones de conversión para los resultados que arroja (Bunte and Abt, 2009).

En la actualidad disponemos de nuevas alternativas para estudiar y dimensionar el transporte de sólidos de fondo, tales como las partículas trazadoras (tracer particles) que permiten seguir los desplazamientos de los granos de distintas tallas. La manera más sencilla de hacer esto es numerar los granos con pintura y seguirlos. Alternativamente las partículas pueden magnetizarse o irradiarse para detectar sus movimientos mediante sensores electromagnéticos o de radiación. El monitoreo de los substratos mediante percepción remota, utilizando geoposicionamiento satelital (GPS) y altimetría láser (Ver [pág. 246 a 248](#)) permite hacer repetidas mediciones de la elevación del lecho y compararlas para estimar las transferencias de sólidos de fondo en gran escala (Charlton, 2008: 109).

Las estimaciones de transporte de sedimento se obtienen extrapolando, en el tiempo y en el espacio, las cantidades de sedimento capturadas en un artefacto de muestreo, a fin de obtener tasas de transporte promediadas para todo el canal en un período de tiempo (día, mes o año). La extrapolación es particularmente delicada en el caso de los sólidos de fondo ya que estos se desplazan solo a través de una parte del ancho del río y de manera desigual a lo largo del cauce. Aun así, cuando la recolección de datos se ha llevado a cabo de acuerdo a prácticas probadas, las tasas de transporte de fondo pueden determinarse con precisión aceptable (Leopold, 1994, 217). En los canales naturales, los sólidos suspendidos suelen estar bastante bien mezclados, y la evolución del transporte es más fácil de predecir que para el transporte de fondo. En consecuencia, las tasas de transporte en suspensión son, en general, más confiables que las de sólidos de fondo.

Recabar datos de transporte con las técnicas convencionales no es sencillo y la información disponible acerca del transporte en general es escasa (Charlton, 2008, 108). En el caso de los sólidos de fondo la información disponible es muy poca puesto que los métodos de muestreo son más difíciles y menos confiables. La escasez de datos de sólidos de fondo ha restringido la posibilidad de validar los modelos de transporte de fondo, lo cual probablemente explica su limitada calidad predictiva (Ver [pág. 146](#)). Es imposible sobredimensionar la importancia de los datos de campo, y de la calidad de los datos, como fundamento de todo el edificio de la ciencia fluvial. Eventualmente la resolución de las técnicas de percepción remota mejorará y estas contribuirán a superar estas dificultades (Ver [pág. 248 a 250](#)).

Modelización del transporte, elementos básicos. El transporte de sedimentos, y especialmente de mezclas multigranulares, es extremadamente complejo por muchas razones: (1) El transporte depende de las descargas y es, por lo tanto, intermitente. (2) El avance de las partículas mayores es más lento. (3) Las tasas de transporte de fondo estarían sujetas a diversos umbrales de potencia del flujo. (4) La disponibilidad de sedimentos condiciona las tasas de transporte. (5) El transporte mismo reduce el tamaño del sedimento a lo largo del sistema. (6) Los substratos multigranulares no aparecen como una mezcla homogénea en los canales, sino como un mosaico de distintas mezclas y arreglos de sedimentos, más o menos segregado por tallas. (7) Las condiciones

hidráulicas en los canales son espacialmente irregulares y cambian con las descargas. (8) El sedimento en transporte altera las condiciones hidráulicas en los canales. (9) El transporte de fondo es disparejo espacialmente al interior de los cauces: para una determinada descarga, algunos sectores del lecho son móviles y otros no. (10) La configuración inicial de los acopios de sedimento condiciona el transporte para los eventos siguientes (Ver [pág. 228, 236 a 237](#)). Esta es la «realidad» de los canales fluviales, y aunque para efectos de análisis se requiera de simplificaciones y generalizaciones, vale la pena mantenerla a la vista para saber siempre cuáles procesos están explícitamente incluidos en un determinado modelo, cuáles estarían implícitos en el tratamiento de otras variables, y cuáles han sido excluidos y por qué.

Los modelos numéricos de transporte pueden separarse entre aquellos que describen el transporte de sólidos de fondo (los hay para mezclas multigranulares y para arenas) y aquellos que describen el transporte en suspensión (Hardy, 2006). Algunas de las fórmulas para materiales mixtos permiten evaluar por separado el transporte de las distintas clases de sedimento (Charlton, 2008: 110). Los modelos pueden separarse también según la escala de los fenómenos que representan: al igual que en el caso de la hidráulica, la resolución espacial y temporal de análisis del transporte varía a través de varios órdenes de magnitud, y los modelos para las distintas escalas suelen no ser los mismos, ya que las variables de control relevantes cambian con la escala (Ver [pág. 205 a 207](#)).

Al margen de las distinciones entre modelos especializados, la mayoría de las ecuaciones generales de transporte busca determinar la tasa de transporte de fondo, que es la cantidad de sedimento que pasa por una determinada sección del río en un período de tiempo. Generalmente, esto se hace en base a la capacidad de transporte del flujo, dimensionando la capacidad de transporte efectiva, disponible por encima del umbral de inicio de movimiento del grano o mezcla en cuestión. Por debajo de ese umbral se presume que no hay transporte, por encima de él las tasas de transporte aumentarían con las descargas (Charlton, 2008: 110). La capacidad de transporte (Q_c) suele definirse en función de la tensión de corte (τ). La capacidad efectiva de transporte (Q_c') se define en base a la diferencia ($\tau' - \tau_c$) entre la tensión de corte disponible para transporte (τ'), una vez considerados los factores de rugosidad independientes del tamaño del grano (formas del lecho y cambios de dirección), y la tensión crítica (τ_c) para inicio de movimiento (Montgomery and Buffington, 1998) (Ver [pág. 129](#)). La expresión genérica para capacidad de transporte propuesta por Montgomery y Buffington (*op. cit.*) es $Q_b = k (\tau' - \tau_c)^n$, siendo Q_b la tasa de transporte de fondo, k y n son valores empíricamente determinados. Las relaciones de transporte deben ser exponenciales a fin de representar los aspectos no lineales de la relación entre flujos y transporte (Charlton, 2008: 110), y el valor del exponente n suele ser cercano a $3/2$ (Robert, 2003).

Puesto que las tensiones de corte en las fronteras son difíciles de medir, aún en laboratorio, en las ecuaciones de transporte suelen aparecer subrogadas por la velocidad promedio (u), o por la potencia específica del flujo por unidad de ancho del canal (ω , en w/m). Según Leopold (1994: 218), una ecuación de este tipo, sencilla y confiable bajo ciertas condiciones, sería la ecuación empírica de Bagnol: $Q_b = (\omega - \omega_c)^{3/2} d^{-2/3} D^{-1/2}$, siendo Q_b la tasa de transporte, d la profundidad, D el diámetro de grano característico, ω la potencia por unidad de ancho del canal, y ω_c la potencia unitaria crítica necesaria para iniciar el movimiento de partículas. Esta ecuación incluye (implícitamente) los parámetros más frecuentes en las ecuaciones de transporte: ancho, profundidad, velocidad, inclinación, granulometría y valores empíricos para el flujo crítico (Leopold, 1994: 218). El desempeño de esta fórmula sería (relativamente) adecuado según un estudio comparativo realizado por Gómez y Church (1989).

Según Parker (2007: 34), las ecuaciones para transporte de mezclas multigranulares procuran establecer tasas de transporte por unidad de tiempo y de ancho del canal (Q_{ui}), para cada una de las clases granulométricas en la mezcla. Típicamente, estos modelos consideran dos parámetros hidráulicos (X_1 y X_2), que pueden ser la profundidad, velocidad, descarga, inclinación, tensión de corte, u otro; además de la densidad del agua (ρ), densidad del sedimento disponible (ρ_s), viscosidad del agua (μ), aceleración gravitacional (g), y tamaño de grano (D_i). También suelen incluir parámetros que caracterizan la mezcla disponible para transporte en la superficie del lecho (m_1, m_2, m_3, \dots), basados en la media geométrica de las tallas, su desviación estándar, asimetría de la distribución de tallas, y esbeltez de su distribución según la intensidad de sus picos extremos (kurtosis). Su expresión genérica sería $Q_{ui} = Q_i / F_i \propto (X_1, X_2, \rho_s, \rho, \mu, g, D_i, m_1, m_2, \dots)$, siendo F_i la fracción de la masa del material disponible para transporte correspondiente al rango de tallas i (Parker, *op. cit.*). Las ecuaciones que buscan precisión a escala local necesitan escoger cuidadosamente los parámetros hidráulicos (X_1 y X_2), que debieran ser aquellos que influyen de manera más directa el transporte en el lugar; esto último es menos crítico en el caso de las ecuaciones que se aplican a una escala macroscópica (Parker, *op. cit.*). Generalmente, uno de los parámetros hidráulicos es dominante y muchos investigadores han asociado un valor crítico a ese parámetro dominante, a fin de representar un comportamiento de umbral. Parker (2007: 35) desestima la utilidad de ese valor crítico (Ver pág. 145).

Además de las ecuaciones generales de transporte, muchos aspectos parciales del proceso han sido modelizados también: la tasas de recogida o arrastre y la distancia del transporte (Ver Parker, 2007: 32); el espesor e intercambios de materiales en la capa activa de transporte (Ver Parker, 2007: 29); las funciones de ocultamiento (Ver Parker, 2007: 40); las relaciones entre ocultamiento y umbrales de transporte (Ver Parker, 2007: 43); la complejidad e irregularidad topográfica de los canales naturales (Ver Parker, 2007: 68); la deposición de sedimentos fuera del cauce (Ver Parker, 2007: 120); las variaciones en el nivel del lecho por segregación (Ver Parker, 2007: 83); las armaduras móviles y estáticas (Ver Parker, 2007: 88), entre otros. Integrando los modelos parciales, ha sido posible desarrollar simuladores computacionales cada vez más completos del ambiente fluvial y sus procesos (Ver pág. 243 a 245).

El transporte de sólidos de fondo involucra aspectos hidráulicos y también los tamaños y disposición del sedimentos en el sustrato. Estos factores se retroalimentan mutuamente, de manera que sus interacciones son difíciles de modelizar, y no hay consenso respecto de cuáles parámetros deben estar incluidos en las ecuaciones generales de transporte de fondo (Knighton, 1998). Según Leopold (1994: 217), todas las ecuaciones propuestas para calcular las tasas de transporte a partir de parámetros hidráulicos involucran (implícita o explícitamente) alguna combinación de las siguientes variables: peso (o densidad) del fluido y de los sólidos en transporte, viscosidad cinemática del fluido (Ver pág. 69), diámetro característico de las partículas, profundidad del flujo y velocidad de corte. Esta última cuantía involucra la pendiente del cauce y la velocidad del flujo (Ver pág. 77).

Según Reid *et al.* (1997), todas las fórmulas de transporte incluyen elementos empíricos y ninguna sería aplicable universalmente. Charlton (2008: 110) sostiene que muchas de las ecuaciones empíricas disponibles fueron desarrolladas para canales de arena y no debieran aplicarse fuera de ese contexto. Todas estas consideraciones son importantes, puesto que la validez predictiva de los modelos de transporte de fondo ha demostrado no ser buena. Según Hardy (2006), esto último se debería a que esos modelos no pudieron ser testeados apropiadamente según se desarrollaban, debido a la falta de datos de transporte de fondo en canales naturales.

Modelos de transporte, corroboración. En las últimas décadas diversos autores han intentado corroborar la confiabilidad de las ecuaciones propuestas para transporte de fondo, contrastando sus predicciones con registros de campo, sin conseguir validar ninguna en particular (Barry *et al.*, 2004). White *et al.* (1975) compararon las predicciones de ocho ecuaciones de transporte contra las tasas de transporte observadas en 1020 experiencias de laboratorio y 260 mediciones de campo. Sus resultados indican que aun las mejores ecuaciones arrojan valores que difieren en casi un 50% de los valores registrados directamente (Leopold, 1994: 218). García y Sala (1998) aplicaron cinco de las fórmulas de transporte de fondo más utilizadas, en el río Tordera, en España, pero ninguna resultó ser confiable. En este caso, la ecuación propuesta por Parker *et al.* (1982) arrojó los resultados menos disparatados, aunque sus predicciones sobreestimaron el transporte por un factor promedio de 10,6 (García y Sala, 1998). Almedej y Diplas (2003), reportan casos en que las predicciones han sobreestimado el transporte de fondo observado con errores de hasta tres órdenes de magnitud.

Más recientemente Barry *et al.* (2004), contrastaron las predicciones de ocho formulaciones correspondientes a cuatro ecuaciones de transporte, con 2104 mediciones de transporte de fondo en 24 ríos de gravas y cantos de Idaho, EE.UU. Sus resultados no arrojan ninguna correlación entre el grado de calibración ni la complejidad de las ecuaciones, y la calidad de sus predicciones. Los autores concluyeron (1) que las fórmulas que consideran umbrales de inicio del transporte, antes del cual el transporte es (considerado) nulo, típicamente presentaron un desempeño más pobre; y (2) la ecuación que mejor describe los resultados observados en terreno sería una función exponencial extremadamente sencilla que relaciona directamente el transporte con las descargas: $Q_b = \alpha Q^n$, siendo Q_b la tasa de transporte de fondo por unidad de ancho del canal y Q la descarga. Tanto el coeficiente α como el exponente n son empíricos. Para generalizar esta ecuación y hacerla predictiva habría que parametrizar α y n en términos representativos de las características de los canales y sus flujos. El exponente n describiría principalmente el grado de acorazamiento en relación con los aportes de sedimento, considerando la relación entre capacidad de transporte y los aportes de sedimentos. Puesto que este es un hecho puramente físico, la formulación del exponente sería transferible a otras provincias fisiográficas (Barry *et al.*, 2004). El coeficiente α en cambio, se mantendría proporcional a la superficie drenada (subrogando el aporte absoluto de sedimentos), y dependería de los aportes de sedimento en cada tipo de canal y en cada lugar, por lo cual no sería transferible a otras regiones ni tipos de río (Barry *et al.*, 2004).

En relación con el trabajo de Barry *et al.* (2004), Parker (2007: 74-75) señala que aunque los resultados del contraste entre las predicciones y los datos de campo no han sido particularmente alentadores, es importante destacar que en algunos casos los modelos más elaborados mantuvieron relaciones relativamente consistentes con el transporte observado. También sostienen que una mejor interpretación de los procesos físicos involucrados en cada caso probablemente explicará las discrepancias registradas hasta ahora y mejorará la capacidad predictiva de los modelos a futuro (Parker, 2007: 76). Según Parker (2007: 74), para mejorar en el futuro la modelización del transporte deberá considerarse:

(1) La forma del sedimento: el efecto retentivo de las formas y los parámetros que intervienen, debe estudiarse a fin de desarrollar un predictor del efecto de las formas sobre el transporte en ríos de gravas y cantos.

(2) La complejidad de los cauces naturales: aun entre canales con idénticas características morfológicas promediadas, las formas pueden diferir mucho y el transporte en cada uno sería distinto.

(3) El transporte parcial: aquellos canales en los cuales el transporte es parcial presentan un comportamiento particular. Es necesario desarrollar métodos predictivos que incluyan específicamente esta condición.

(4) Las variaciones en el contenido de arena de las mezclas pueden alterar dramáticamente el transporte de gravas, los esfuerzos recientes por cuantificar este efecto deben redoblar.

(5) Las armaduras móviles: si la composición de la capa superficial del lecho cambia con las descargas, su interacción con el sedimento en transporte podría ser intensa; los esfuerzos para cuantificar estos efectos en terreno deben redoblar.

(6) Mejores modelos hidráulicos: ni la resolución ni la calidad predictiva de un modelo de transporte puede ser mejor que el modelo hidráulico que utiliza.

En la actualidad los parámetros de flujo que controlan el transporte de fondo, tales como la tensión de corte en las fronteras, estarían siendo calculados mediante relaciones de mecánica de fluidos demasiado primitivas. Frecuentemente la tensión de corte en el lecho se estima en base a sencillas relaciones entre profundidad e inclinación, que solo son apropiadas para canales prismáticos con flujo uniforme y constante (Ver pág. 72). La tecnología más reciente permite medir las tensiones de corte en las fronteras, incluyendo los efectos de las variaciones de las descargas, las variaciones espaciales del flujo, los flujos secundarios, las convergencias y divergencias, etc. Estas tecnologías deben aplicarse consistentemente a los problemas del transporte de fondo en canales con lechos multigranulares (Parker, 2007: 75). Además, según Cao y Carling (2002), una mejor comprensión de la interacción entre el sedimento en transporte y la turbulencia, sería clave para mejorar la modelización matemática del ambiente fluvial.

Las fórmulas propuestas para el transporte de fondo son muchas y van desde las simples regresiones empíricas hasta complejas ecuaciones multiparamétricas basadas en física. Curiosamente, al contrastar las predicciones de estas ecuaciones con las tasas de transporte de fondo efectivamente registradas en canales naturales, la mayoría de los modelos numéricos disponibles yerra por varios órdenes de magnitud. Las ecuaciones exponenciales empíricas más sencillas (del tipo utilizado por la geometría hidráulica) surgen como las más confiables (Hardy, 2006).

Según Leopold (1994: 197), el transporte de mezclas multigranulares en canales naturales debiera abordarse a través de relaciones empíricas, lo cual parece razonable en vista del pobre desempeño de los modelos analíticos testeados (Ver pág. 232 a 236, 241 a 245). Por otra parte, en ausencia de modelos empíricos validados para la localidad en estudio, hay consenso en que los modelos analíticos serían más confiables que un modelo empírico no validado para el sistema (Ver pág. 274 a 275). Al margen de sus aplicaciones, el desarrollo de modelos analíticos es indispensable para la ciencia fluvial puesto que necesariamente se construyen en torno a una hipótesis respecto del funcionamiento de los ríos, y su desarrollo refleja el avance de nuestra comprensión del sistema.

Las bases de datos de transporte de fondo han tenido una gran expansión en los últimos años, y la eventual publicación de nuevas bases de datos contribuirá significativamente al desarrollo de la tecnología predictiva (Parker, 2007: 76). Mejorar la modelización del transporte de fondo es de máxima urgencia, tanto para la ingeniería como para la geomorfología fluvial y sus aplicaciones.

NO DISPONIBLE

NO DISPONIBLE

Morfología de los substratos de montaña. Según convergen los canales a lo largo del sistema, la provisión de sedimento disponible aumenta y también aumenta la movilidad del sedimento, puesto que su tamaño disminuye (Ver pág. 110 a 112). Paralelamente, la capacidad de transporte de los primeros canales de montaña disminuye con la inclinación, hasta que ya no logran evacuar todo el sedimentos y los lechos de roca comienzan a cubrirse de material aluvial (Montgomery and Buffington, 1998). La convergencia de estos factores (más sedimentos, sedimento más móvil y menor capacidad de transporte) permite a los canales disponer de acopios de sedimentos y de la capacidad para organizarlos. A medida que el sistema progresa, la acción fluvial va tomando gradualmente control de los substratos aluviales para hacer con ellos estructuras que resisten el flujo y disipan energía, tales como:

(1) Los racimos (clusters) de material particulado agrupado en torno a un bloque mayor son el más sencillo de los rasgos en substratos multigranulares. Ocurren en mezclas de tallas muy dispares, cuando un bloque grande obstruye el flujo y retiene las partículas que llegan hasta él desde aguas arriba, a la vez que favorece la deposición de material fino en su cara aguas abajo (Fig. 3.3a). El racimo suele ser una estructura imbricada y compacta, lo que hace difícil desalojar sus granos individualmente (Charlton, 2008: 107). Los racimos son un factor de rugosidad característico de los tramos «en cascada». Las cascadas generalmente ocurren en tramos confinados, muy inclinados (más de 4%), en los cuales el material del lecho es grueso (cantos, bloques y grandes bloques) y aparece desorganizado lateral y longitudinalmente (Montgomery and Buffington, 1998). Las cascadas son tramos congestionados por sus clastos mayores, desmedidos en relación a la profundidad del cauce. Según Grant *et al.* (1990), sus grandes bloques solo se desplazan durante los grandes eventos hidrológicos, de recurrencia probable mayor que 25 años, aunque el material pequeño es renovado frecuentemente por los eventos menores, lo cual constituye un caso de "transporte parcial" (Ver pág, 134). El flujo en cascadas es turbulento y tortuoso, sigue rutas convergentes y divergentes en torno a los grandes clastos individuales y sus racimos (clusters), lo cual mantiene más del 50% de la superficie del agua en flujo crítico (Grant *et al.*, *op. cit.*). La provisión de sedimentos en estos canales es limitada y correspondería a aportes estacionales y/o estocásticos, provenientes de los deslizamientos locales (Montgomery and Buffington, 1998).

(2) Las costillas transversales (ribs) de material más grueso, estrechamente espaciadas a lo largo de algunos cauces de montaña, se forman por segregación horizontal de las tallas y son rasgos periódicos del substrato (Fig. 3.3b). Estas costillas pueden abarcar una parte o todo el ancho del canal, son angostas (dos a cuatro diámetros del grano mayor) y muy superficiales (solo un grano de altura); el espaciamiento entre ellas varía directamente con el calibre del sedimento e inversamente con la pendiente del cauce (Allen, 1983). Las costillas transversales son el factor de rugosidad característico de los tramos llamados «rápidos» (Charlton, 2008: 133). Los rápidos también son muy inclinados y disipan energía a través del flujo crítico y de sus saltos hidráulicos con ola estacionaria, que en este caso no superarían el 50% de la superficie del agua (Grant *et al.*, 1990) (Ver pág. 70 a 71). La diferencia más evidente entre las cascadas y los rápidos es la ausencia de grandes bloques virtualmente inamovibles en los rápidos, lo cual permitiría esta primera forma de segregación horizontal por tallas. Según Lisle (1987), las costillas se formarían por transporte en onda cinemática (Ver pág. 153). Ocasionalmente, el sedimento se segrega lateralmente en costillas longitudinales que alternan materiales gruesos y finos, como ocurre en el río Toutle (North Fork), Washington, EE.UU. En esos casos el transporte es mucho más rápido en los valles de material fino entre las costillas (Parker, 2007:3).

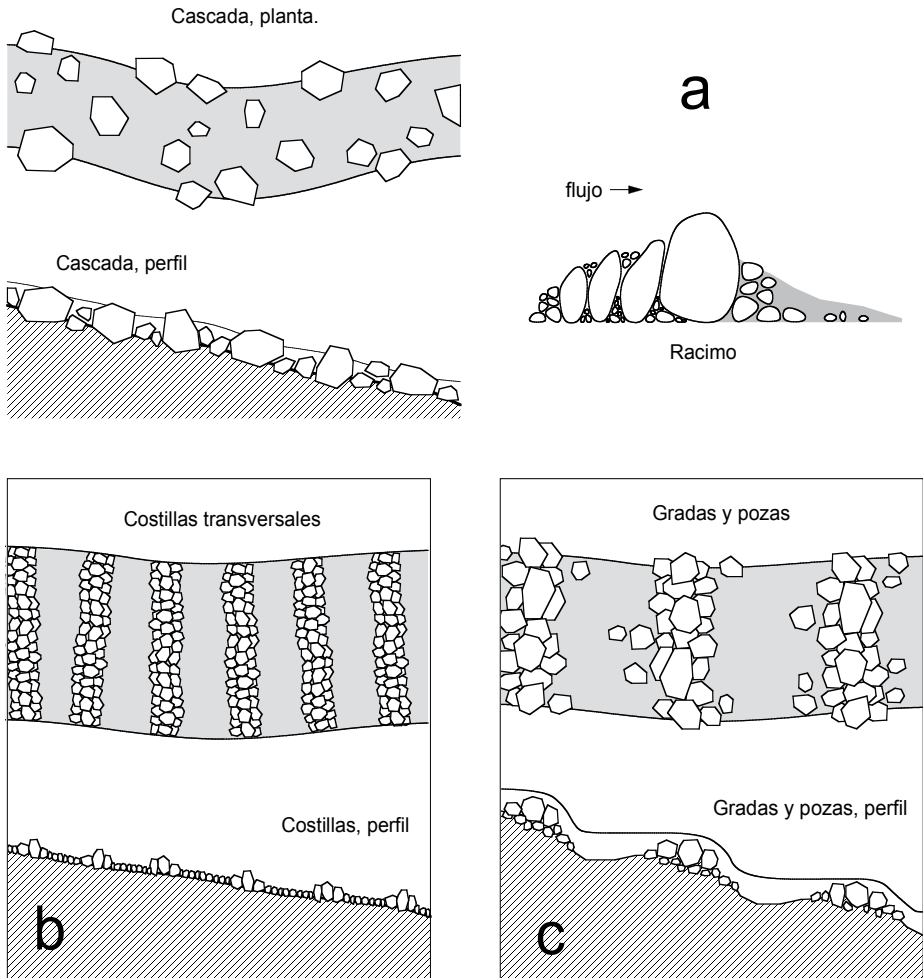


Fig. 3.3 Rasgos característicos en substratos aluviales de montaña (modificado de Montgomery y Buffington, 1997).

(3) Las secuencias de gradas y pozas (Fig. 3.3c) son acúmulos de grandes clastos, fuertemente compactados por materiales más pequeños, dispuestos periódicamente a intervalos regulares a lo largo del canal. Las gradas son rasgos relativamente permanentes que abarcan todo el ancho del cauce, separadas por pozas que contienen materiales menores (Montgomery and Buffington, 1998). El espaciamiento entre ellas disminuye en relación inversa con la inclinación y es proporcional al ancho del canal, típicamente 2 a 4 anchos, aunque Chin (2002) ha registrado intervalos entre 0,43 y 2,40 anchos de canal. Los substratos característicos presentan gran dispersión de tamaños, desde gravas finas hasta grandes bloques. Las gradas se formarían solo durante los grandes eventos, de recurrencia mayor que 25 años, capaces de movilizar los grandes bloques (Grant *et al.*, 1990). La altura de las gradas aumenta con el tamaño de los bloques mayores, y absorbe casi toda la pendiente del canal (Chin, 1999). El agua que cae de las gradas profundiza las pozas (Ver pág. 117, anexo 14) y el conjunto disipa una considerable cantidad de energía a través de su perfil escalonado, que alterna un salto hidráulico en las gradas y flujo tranquilo en las pozas (Montgomery and Buffington, 1998). La morfología de gradas y pozas ocurre en canales inclinados de la parte alta del sistema, necesariamente más de 2% de pendiente según Chin (2002), tanto en ambientes áridos como húmedos.

Donde haya bosques, los residuos leñosos forman parte de las gradas (Charlton, 2008: 132). El carácter periódico de las gradas no desaparece aunque se vean perturbadas por factores externos, por lo cual Chin (2002) sostiene que su formación responde a mecanismos internos del sistema, que aún no han sido explicados a cabalidad. En este tipo de canales los aportes de sedimento también serían limitados y llegarían en oleadas esporádicas (Montgomery and Buffington, 1998). La distinción entre gradas y cascadas puede ser sutil (Fig. 1.33).

(4) Los lechos planos en tramos aluviales de gravas y cantos suelen ser relativamente someros y presentan un flujo homogéneo y veloz (Montgomery and Buffington, 1998). La inclinación típica fluctúa entre 1 y 4%. Son distintos de las cascadas puesto que sus bloques mayores no son tan grandes, de manera que el agua ya no cae a los tumbos sino que fluye por el cauce. Cerca de las orillas, la escasa profundidad del cauce y el tamaño de los bloques descompone el flujo en pequeñas células de circulación que impiden al flujo hacer convergencia ni corrientes transversales, a partir de las cuales desarrollar rasgos alternados en orillas opuestas, tales como rabiones o pozas. Los lechos planos no ofrecen rasgos protuberantes como factor de rugosidad, pero suelen presentar armaduras con umbrales de movilidad cercanos a la descarga a sección llena. La presencia de armaduras y la ausencia de rasgos deposicionales (barras) indica que en estos canales los aportes de sedimento son limitados (Montgomery and Buffington, *op. cit.*).

Hasta ahora la literatura especializada ha tratado las armaduras y las otras formaciones rugosas de los lechos como fenómenos independientes. Sin embargo, Parker (2007: 88) observa que al disminuir los aportes de sedimento grueso los canales tienden a hacer armaduras y también otras estructuras tales como racimos (clusters), anillos (rings), o células (stone cells). En vista de esto, el mismo Parker (*op. cit.*) plantea que el acorazamiento no sería solo la acumulación de granos mayores en la superficie, sino la organización del material multigranular en estructuras que aumentan su resistencia al transporte.

Donde haya sedimento desagregado en los substratos, y competencia de acarreo para desplazarlo, la acción fluvial organizará los materiales multigranulares en unidades geomórficas, que son rasgos morfológicos apreciables a una escala más pequeña que el tramo de canal (Charlton, 2008: 129). La presencia en los substratos de determinados rasgos o agrupamientos de rasgos, se asocia a modalidades de flujo y comportamientos característicos, que la geomorfología reconoce como sub-tipos dentro de la morfología de los canales aluviales.

Montgomery y Buffington (1998) reconocen por lo menos cinco sub-tipos de canales aluviales de montaña, con sus morfologías de substrato y otras características asociadas (Fig. 3.4). Según disminuye la inclinación a lo largo de las redes, esas tipologías tienden a sucederse en el orden siguiente: (1) Las cascadas, caracterizadas por simples racimos (clusters) de rocas en sus cauces. (2) Los rápidos, caracterizados por costillas transversales y periódicas de material más grueso. (3) Las gradas y pozas, en las cuales grandes bloques forman diques a intervalos regulares. (4) Los lechos planos, carentes de rasgos aparentes, pero acorazados. (5) Los rabiones y pozas, que veremos a continuación.

Las tres primeras serían morfologías dominadas por sus limitados aportes de sedimentos; los lechos planos corresponderían a una morfología de transición hacia las tipologías dominadas por su limitada capacidad de acarreo. La rugosidad que ejercen estas formaciones sería decreciente en el orden antes indicado, en respuesta a la gradual disminución aguas abajo de las tensiones de corte que el flujo impone (Montgomery and Buffington, 1997). La relación entre la capacidad de acarreo y la carga de sedimentos de un canal aluvial, controlaría las configuraciones rugosas que lo caracterizan (Montgomery and Buffington, *op. cit.*), (Ver pág. 192 a 193) (Fig. 3.30).

NO DISPONIBLE

NO DISPONIBLE

hacer ajustes abruptos para restablecer su inclinación y competencia (Ver pág. 209). Este comportamiento contradice la hipótesis según la cual los ríos desarrollarían meandros para disipar energía hasta un punto de equilibrio entre el sedimento que producen y su capacidad para transportarlo (Riley, 1998). En la práctica, el desarrollo de los meandros de gran amplitud es insensible al equilibrio y conduce hacia una crisis, frente a la cual el sistema hace un ajuste severo que mutila un canal para mantener su competencia. Hooke (2003) identifica este comportamiento con la «criticalidad autoorganizada», propia de algunos sistemas complejos (Ver pág. 229).

Canales múltiples trenzados. Los sistemas trenzados surgen en canales dominados, y frecuentemente superados, por sus cargas de sólidos de fondo, lo cual los lleva a desarrollar múltiples barras e islas transitorias que separan las aguas (Rosgen, 1996, 4-8). En el patrón trenzado las aguas hacen una trama de flujos convergentes y divergentes: las convergencias excavan pozos, cuyos sedimentos se depositan en las divergencias y hacen barras. Los canales individuales típicamente son curvos al rodear la barras y presentan corrientes secundarias sinusoidales y helicoidales, similares a las que encontraríamos en canales meándricos (Charlton, 2008: 145).

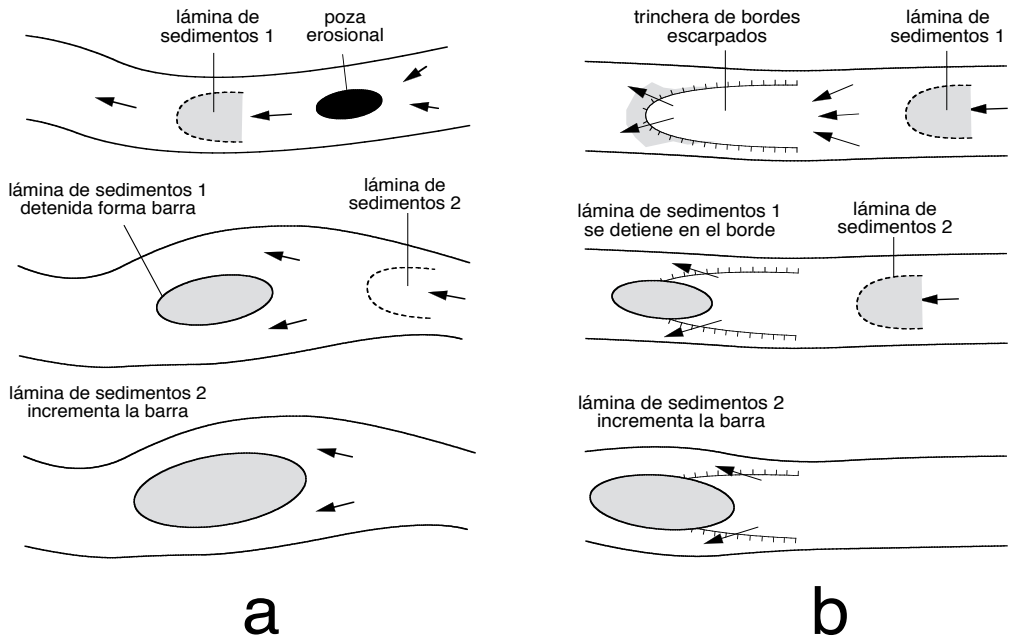


Fig. 3.25 Mecanismos de formación de barras centrales observados por (a) Leopold y Wolman (1957) y (b) Ashmore (1991) – (modificado de Charlton, 2008).

Los mecanismos de formación de barras centrales al interior del cauce son la clave del trenzamiento. De acuerdo a las observaciones de Leopold y Wolman (1957), en canales de laboratorio el proceso sería el siguiente: los flujos convergentes erosionan una poza cuyos sedimentos se desplazan como una lámina por el fondo del cauce, esta lámina en movimiento dejaría rezagados sus materiales mayores, y a partir de esos depósitos se formaría una barra central (Fig. 3.25a). Este mecanismo sería sensible a las pequeñas variaciones locales de velocidad y profundidad, que vuelven al flujo localmente incompetente para acarrear algunos de sus sedimentos mayores, lo cual permite suponer que opera solo cuando y donde el flujo es débil y hace tensiones de corte que superan

apenas las tensiones críticas de transporte para el sustrato. Ashmore (1991) observó un proceso formativo distinto: la convergencia de flujos excava un surco recto y breve en el sustrato (chute), y puesto que las paredes del surco son escarpadas, el flujo que sale de él hace divergencia y deposita sedimentos, que posteriormente retendrán otras oleadas de sedimento, hasta formar una barra central (Fig. 3.25b). Este segundo mecanismo necesita desplazar grandes cantidades de material para hacer el surco inicial, de manera que operaría donde y cuando las tensiones de corte en el lecho estén considerablemente por encima del umbral de transporte del sustrato (Ashmore, *op. cit.*).



Fig. 3.26. Canal divagante, White River, EE.UU., fotografía de Walter Siegmund.

La evolución de la trama trenzada incluye también mecanismos erosionales que disectan y subdividen las barras, por ejemplo, cuando una rama pierde competencia y sus aguas deben hacer avulsión a través de una barra (Charlton, 2008: 148). La reactivación de los ramales previamente abandonados es muy frecuente, y un canal trenzado puede cambiar de posición y migrar lateralmente, abandonando unas ramas y reactivando otras. Las tramas trenzadas se caracterizan mediante índices que cuantifican la intensidad del trenzamiento, por ejemplo, contabilizando el número de ramas activas en una sección del canal (Charlton, 2008: 145). Los «índices de trenzamiento» permiten comparar tramos distintos y también los cambios a través del tiempo. En general, el trenzamiento aumenta con las cargas de sedimentos y disminuye con la vegetación, aunque según Coulthard (2005), en los canales la vegetación puede tener dos efectos opuestos:

(1) La vegetación acuática obstruye el flujo, lo cual favorece el desarrollo de depósitos de sedimento al pie de las plantas, que podrían originar barras y aumentar el índice de trenzamiento.

(2) La vegetación sobre las islas y riberas tiende a estabilizar el patrón, lo cual disminuye la erosión y la disponibilidad de sedimentos en el canal, inhibiendo así la formación de nuevas barras.

Los canales trenzados ocurren en sectores deposicionales del sistema, y son en sí mismos un ambiente deposicional: no es raro que hagan acreción neta. Son más frecuentes en los tramos de alta energía de la parte media-alta del sistema (incluyendo

los conos deposicionales), con pendientes mayores que 4% y sustratos heterogéneos que incluyen desde bloques hasta arenas (Rosgen, 1996: 5-108). Aunque son menos frecuentes, también hay canales trenzados en la parte inferior del sistema (incluyendo algunos deltas aluviales) con pendientes inferiores al 2%, en sustratos dominados por las arenas (Rosgen, 1996: 5-116). Según Leopold y Wolman (1957), la formación de canales trenzados requiere de una abundante carga de sedimentos de fondo y de márgenes fácilmente erosionables que permitan la formación de una caja amplia y somera, ya que esto favorece el desarrollo de barras en el cauce. Muchos autores (Ej. Rosgen, 1996: 5-116) mencionan la variabilidad de las descargas como un factor que favorecería el trenzamiento, especialmente en ambientes de baja energía. Este factor participa en la formación de barras, aunque se ha comprobado que los canales trenzados también pueden formarse con descargas constantes (Leopold and Wolman, 1957; Ashmore, 1991).

Por último, a lo largo del sistema es muy frecuente encontrar alternancias de tramos unitarios y trenzados, dependiendo de la inclinación local del valle (Ver [pág. 196 a 198](#)). Entre ambos patrones hay una forma intermedia, los «canales divagantes» (*wandering channels*). Estos son canales mínimamente trenzados, en los cuales se aprecia claramente un canal dominante (Fig. 3.26). El patrón divagante no es necesariamente transicional entre unitarios y trenzados, es una forma intermedia pero su presencia no implica un patrón trenzado aguas arriba ni un patrón unitario aguas abajo. La formación del patrón divagante frecuentemente se asocia al ingreso de sedimentos gruesos en un canal unitario, por ejemplo, a través de un tributario. Los canales divagantes son menos activos lateralmente que los canales trenzados, sus tasas de transporte son menores y también presentan menos barras, aunque estas suelen ser más estables. Su potencia específica típicamente fluctúa entre 30 y 100 W/m² (Charlton, 2008: 149). El mecanismo de divergencia más frecuente suele ser la deposición de barras centrales, aunque también hay casos en los cuales hacen nuevos canales en las planas durante las inundaciones (avulsión). Este último mecanismo es característico de los canales ramificados, de manera que un canal divagante formado por avulsión podría considerarse como transicional entre los patrones unitarios y ramificados.

Según Murray y Paola (1994), una lámina de agua que escurre sobre sedimento desagregado típicamente se descompone en una trama de canales interconectados, conocida como «canal trenzado». De los muchos mecanismos formativos que se han observado en los canales trenzados, no está claro cuales serían esenciales para explicar su evolución. Al parecer, los únicos factores indispensables para el trenzamiento serían el transporte de sedimentos de fondo (en abundancia) y un flujo libre de restricciones laterales, que permita al río hacer una caja ancha y somera (Murray and Paola, *op. cit.*).

El patrón trenzado cambia de posición con frecuencia dentro de un corredor erosionable o lecho mayor, y se lo puede considerar como un sistema en equilibrio dinámico si es que no está haciendo acreción neta dentro de ese corredor. Sin embargo, internamente el patrón es muy inestable y la dinámica de su trama trenzada es compleja: los canales individuales migran lateralmente, se subdividen, vuelven a unirse y desarrollan múltiples barras. Bajo estas condiciones, los flujos suelen desplazarse de un sector a otro de la trama en forma impredecible. Estas dinámicas internas de cambio movilizan y retienen sedimentos sin necesidad de variaciones de caudal, lo cual significa que al interior de los sistemas trenzados el transporte no necesariamente mantiene una relación lineal con las descargas (Murray and Paola, *op. cit.*) (Ver [pág. 140, 228 a 230](#)). Puesto que sus ajustes son rápidos y frecuentes, los canales trenzados son muy útiles como objeto de estudio de las dinámicas de cambio en los ríos (Ver [pág. 236 a 237](#)).

NO DISPONIBLE

NO DISPONIBLE

III.C EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA Y TIPOLOGÍAS

El perfil longitudinal. Entre la divisoria de las aguas y el nivel de base del sistema, la inclinación de los canales disminuye haciendo un perfil moderadamente cóncavo y abierto hacia el cielo (Ver pág. 45 a 46). Este perfil longitudinal hace también inflexiones en su concavidad, según aumenta o disminuye la tasa de declinación de su pendiente. Esas inflexiones reflejan cambios en los procesos erosionales y deposicionales a lo largo del sistema, los cuales estarían marcados por umbrales geomórficos que dependen fundamentalmente de la potencia del flujo. La potencia del flujo depende a su vez de la superficie drenada acumulada (A), subrogante de las descargas, y de la inclinación del cauce (S), subrogante de la velocidad del flujo (Fig. 3.28).

Partiendo desde las cumbres hacia abajo, la primera inflexión del perfil longitudinal es una transición entre la topografía convexa de las laderas no canalizadas y la topografía cóncava de los valles (Montgomery and Foufoula-Georgieou, 1993). Esta transición corresponde a un cambio en los procesos, desde el modo de erosión dispersiva (gotas de lluvia y escurrimientos extendidos), hacia los modos incipientes de erosión incisiva (surcos y cárcavas) (McNamara *et al.*, 2006). Según Montgomery y Foufoula-Georgieou (1993), el umbral que marca el inicio de este cambio topográfico y de procesos ocurriría donde la relación genérica $\partial S / \partial A$ cambia de signo (Ver pág. 17 a 19).

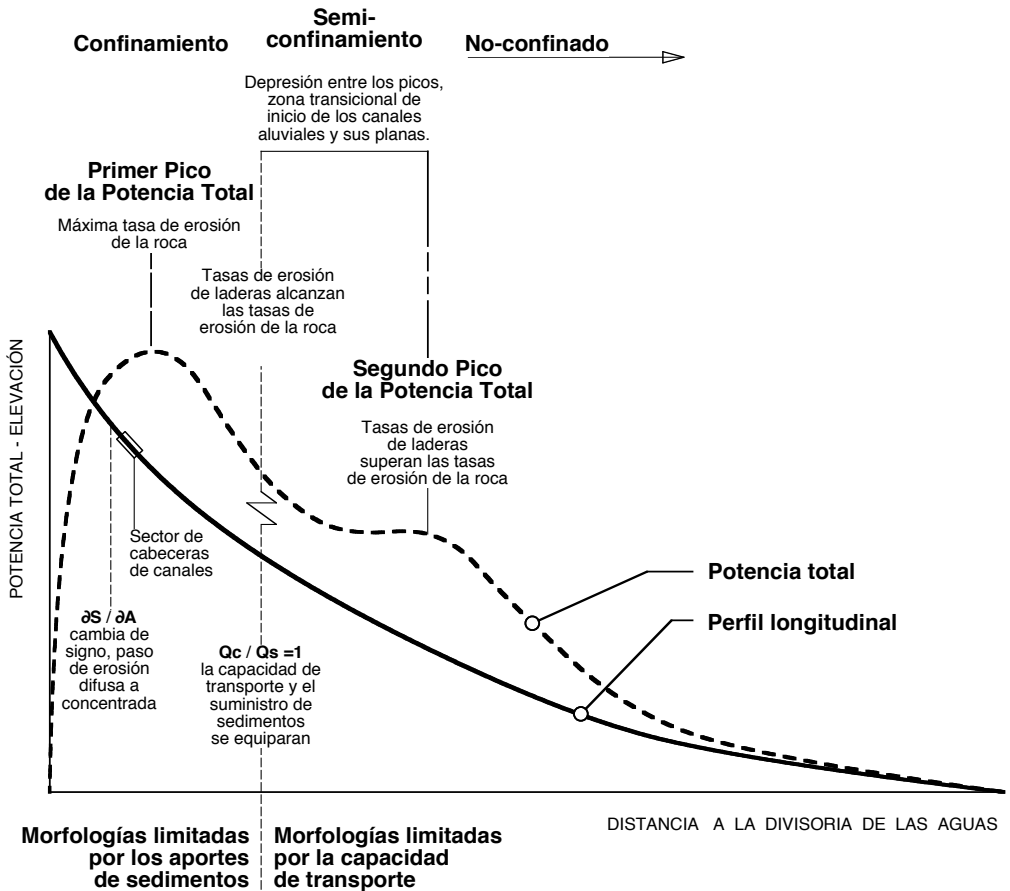


Fig. 3.28 Ilustración esquemática del perfil idealizado de los ríos y evolución de la potencia total en el sistema.

El umbral geomórfico siguiente marcaría la ubicación de las cabeceras de canales, que son el comienzo del flujo canalizado y de los procesos de erosión y deposición concentrados en canales fluviales. Este umbral también corresponde a un cambio en la topografía, puesto que la erosión fluvial disecta el paisaje en una red de valles convergentes. Según Dietrich y Dunne (1993), el comportamiento de las cabeceras no ha sido modelizado apropiadamente, puesto que además de la potencia del flujo, las variables locales que intervienen son muchas. La posición de las cabeceras depende también de la resistencia del terreno a la erosión y de los aportes de sedimentos que recibe desde las laderas aledañas, todo lo cual depende a su vez de muchas otras variables. A pesar de lo anterior, McNamara *et al.* (2006) desarrollaron un método de análisis de cuencas basado en las relaciones entre la inclinación y la superficie drenada, y su distribución probable. El método permitió acotar con bastante precisión la zona de las cabeceras, e incluso explicar la ubicación de los distintos tipos de cabeceras en la cuenca (Anexo 21).

Una vez comenzado el flujo canalizado, en la parte alta del sistema otros dos umbrales de energía son importantes ya que marcan el paso desde los canales confinados a semi-confinados, y de semi confinados a no-confinados (Jain *et al.*, 2008). Estos umbrales representan también sucesivos grados de apertura de los valles, puesto que el confinamiento depende de la relación entre la inclinación del canal y la inclinación de las paredes del valle. Jain *et al.* (2008) desarrollaron una ecuación que describe la evolución de la potencia total en función de la inclinación, discriminando factores para alta y baja concavidad del perfil longitudinal (Anexo 22). A partir de esa expresión, derivaron curvas de alta y baja declinación de la concavidad, que al intersectar el perfil longitudinal del sistema, permiten identificar estos umbrales con precisión. En la curva de evolución de la energía total (Fig. 3.28), los umbrales aparecen como dos picos máximos de la energía, que segmentan el perfil longitudinal del sistema en tres tramos:

(1) En el primer tramo, entre la divisoria de las aguas y el primer pico de energía, la inclinación es máxima en el inicio, pero la potencia es nula puesto que no hay descargas. La potencia evoluciona partiendo desde cero y aumenta muy rápido, erosionando la roca a tasas cada vez mayores, hasta culminar en el primer pico de energía, donde la tasa de erosión de la roca alcanza un valor máximo para el sistema. En este tramo, las tasas de erosión del canal superan las tasas de erosión de laderas, lo cual tiende a hacer valles escarpados en forma de «V», cuyos canales escurren confinados por las paredes del valle (Jain *et al.*, 2008).

(2) El segundo tramo es una depresión entre el primer y el segundo pico de la energía, este último ubicado a menor altura que el anterior y mucho más adelante en el sistema (Fig. 3.28). Esta es una zona de transición en la que el substrato pasa gradualmente del predominio de la roca desnuda al predominio del substrato aluvial. Pasado el primer pico máximo, la potencia comienza a disminuir en los canales y eventualmente, las tasas de erosión de laderas equiparan las tasas de incisión del río, y luego las superan. A partir de este último punto, los valles comienzan a abrirse y sus canales pasan a ser semi-confinados (Jain *et al.*, 2008). Paralelamente, los aportes de sedimento habrán ido en aumento, lo cual se suma a la disminución de la potencia del flujo para hacer que los canales comiencen a dejar caer sedimentos, dentro y fuera del cauce; en este tramo aparecen los primeros acopios aluviales del sistema, y comienza el desarrollo de las planas inundables (Ver pág.167 a 169). Con el tiempo, la concavidad del tramo tiende a acentuarse ya que la incisión se concentra en su parte alta y la deposición en su parte inferior. Este segundo tramo, que termina en el segundo pico de la potencia total, marcaría el término de los canales en roca, dominados por su capacidad de transporte y por sus procesos incisivos. Más allá de este umbral predominarán los canales aluviales.

(3) Después del segundo máximo de la potencia total, los canales aluviales se habrán afianzado, ya no solo como tramos esporádicos que alternan con la roca, sino en continuidad y con planas bien constituidas en ambos lados del canal. En adelante, la evolución de la potencia y de la inclinación se acoplan y, haciendo abstracción de las anomalías propias de los casos particulares, declinarán coordinadamente hasta el nivel de base del sistema. A lo largo de ese último tramo, otros umbrales separarán los tramos aluviales con diferentes patrones y rasgos (Ver pág. 176, anexo 20).

Hemos visto que la forma generalizada del perfil longitudinal del sistema fluvial es moderadamente cóncava y abierta hacia el cielo (Ver pág. 45 a 46). En los sistemas reales esto no siempre se cumple: en las regiones áridas los ríos que pierden caudal por evaporación y/o infiltración, hacen zonas deposicionales prematuras y sus perfiles pueden ser rectilíneos e incluso convexos (Charlton, 2008: 124); los sistemas breves de las serranías costeras frecuentemente no alcanzan a desarrollar perfiles cóncavos (Parker, 2007); los alzamientos tectónicos en la parte media o baja del sistema distorsionan la concavidad del perfil. Por otra parte, aun en los casos en que el perfil longitudinal es cóncavo, esos perfiles suelen presentar irregularidades tales como lagos, cataratas, o cambios locales de inclinación debido al ingreso de tributarios u otras causas.

En la escala de los segmentos de canal, la inclinación del agua refleja el expendio local de energía. En la escala espacial del sistema completo, el perfil del agua y el perfil de los cauces se confunden, de manera que el perfil longitudinal del sistema refleja la evolución del expendio de energía a lo largo de las redes. La evolución de la energía total aparece marcada por inflexiones que representan umbrales geomórficos relacionados con la evolución de los procesos erosivos en el sistema. En montaña, estos umbrales marcan el tránsito entre la erosión difusa y concentrada, el comienzo del flujo canalizado, y el término de la incisión fluvial en la roca.

Puesto que dependen en gran medida de la potencia del flujo, la geomorfología ha estudiado los umbrales de potencia a través de la evolución en el sistema de la superficie drenada (subrogando las descargas) y de la inclinación (subrogando la velocidad del flujo); o bien directamente a través de la evolución de la potencia total o de algún índice de energía relacionado (Jain *et al.*, 2008). Si todo lo demás es igual, la morfología de un canal dependerá de la inclinación local. Según Jain *et al.* (*op. cit.*), el conocimiento de estos umbrales y sus implicancias, mejorará en la medida en que se incorporen al análisis otras variables, tales como las cargas y calibres del sedimento en transporte.

En suma, tanto el perfil longitudinal como la morfología de los canales dependen de la potencia del flujo, de manera que los tres evolucionan estrechamente relacionados a lo largo del sistema. Es por esto que el desarrollo del perfil longitudinal tiende a llevar aparejadas secuencias características de morfologías de canales.

Evolución morfológica en montaña. La morfología fluvial comienza en las cabeceras de canales (Ver pág 17 a 20, 213 a 218, anexo 29). La definición de cabecera propuesta por Dietrich y Dunne (1993), como «límite superior del flujo de agua concentrado y del transporte de sedimentos entre dos paredes laterales bien definidas», es eminentemente morfológica. Esta definición incluiría el inicio de un canal intermitente, si es que sus paredes laterales aparecen bien definidas, pero excluye muchos flujos dispersos que surgen en pequeños manantiales y vegas de montaña (swales), aunque sean permanentes, y también muchas depresiones lineales que solo conducen flujos de tormenta. En un momento dado, el flujo concentrado podría estar comenzando más abajo o más arriba en la ladera, pero la cabecera del canal permanece en su posición como un rasgo morfológico identificable (Dietrich and Dunne, *op. cit.*).

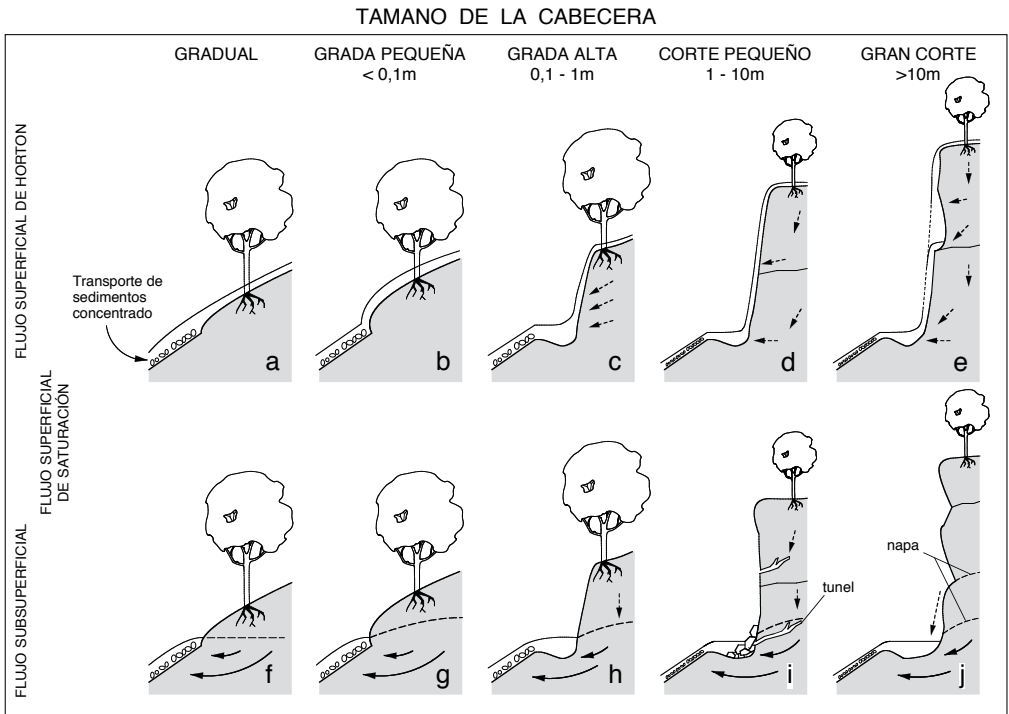
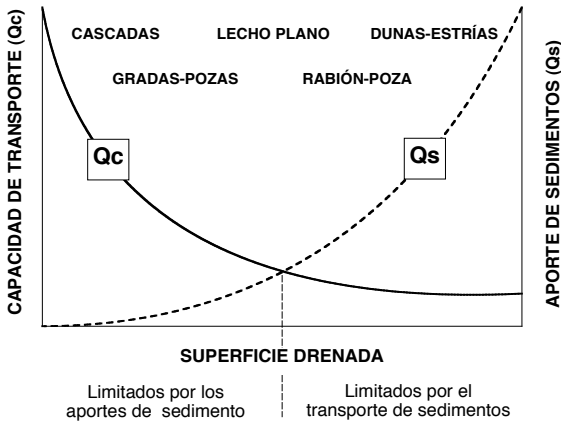


Fig. 3.29 Clasificación de las cabeceras de canales de Dietrich y Dunne (1993), según la altura del quiebre que hacen en el terreno y el tipo de flujos que converge en ellas (redibujado de Dietrich y Dunne, 1993).

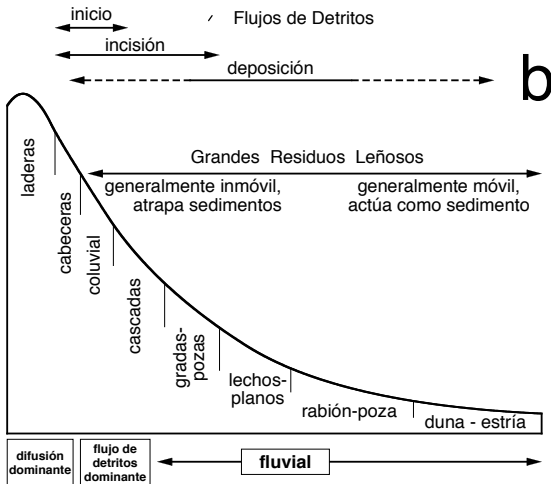
Puesto que son muy diversas, Dietrich y Dunne (1993) han propuesto una clasificación de las cabeceras en base a sus formas y al tipo de flujo dominante en ellas (Fig. 3.29). Desde la forma, las separan según la profundidad del quiebre topográfico que hacen en el terreno, ya que los procesos formativos serían distintos para quiebres de distintas alturas. Dependiendo del tipo de flujo, las subdividen entre aquellas dominadas por el flujo superficial de Horton, y las que son dominadas por los escurrimientos subsuperficiales. Según Montgomery y Dietrich (1989), en laderas suaves la erosión por flujo subsuperficial (seepage erosion) tiende a hacer cabeceras abruptas y los escurrimientos superficiales de saturación (saturation overland flow) harían cabeceras más graduales. Esta clasificación no considera la forma planimétrica de las cabeceras, aunque por definición éstas deben presentar paredes laterales bien definidas, las cuales generalmente son cóncavas, de manera que los canales suelen terminar «en forma de dedo». De acuerdo a las observaciones de campo de Dietrich y Dunne (1993), el ancho de las cabeceras suele ser menor que cinco veces su profundidad. Por otra parte, el inicio de los canales puede ser discontinuo: algunos nacen y avanzan hasta una superficie suave no canalizada en la cual desaparecen y sus aguas vuelven a surgir más abajo en otra cabecera. Esta secuencia puede repetirse varias veces (Dietrich and Dunne, *op. cit.*).

Muchos canales comienzan en un relleno coluvial (Ver pág. 149). Según Montgomery y Buffington (1997), los canales coluviales suelen escurrir confinados, y puesto que su caudal es débil o intermitente, su capacidad de transporte es baja y solo evacuan una pequeña parte del sedimento que reciben desde las laderas. Aunque logran redistribuir parte del coluvio para hacer su cauce, en general el flujo avanza rodeando obstrucciones que no alcanza a desplazar. En los canales coluviales casi no hay transporte, ni deposición, ni clasificación del sedimento, ya que el gran tamaño de los clastos y residuos

leñosos, la formación de gradas, y la vegetación, consumen la mayor parte de la energía cinética del flujo (Montgomery and Buffington, 1998). El sedimento coluvial suele acumularse en los canales de primer y segundo orden hasta que un movimiento de masas se lo lleva, quizás cada 300 a 500 años, lo cual reconfigura los canales por completo.



a



b

Fig. 3.30 (a) Ilustración esquemática de las morfologías asociadas a la evolución de los aportes de sedimentos (Q_s) y capacidad de transporte (Q_c) en montaña. (b) Perfil longitudinal idealizado del sistema en montaña, incluyendo una probable secuencia de morfologías aluviales y sus variables de control (redibujado de Montgomery y Buffington (1997).

Dejado atrás el coluvio, los canales de montaña generalmente escurren sobre la roca desnuda: a medida que el flujo adquiere más potencia, va desplazando el sedimento hasta desnudar la roca subyacente, y mientras la potencia siga en aumento, el flujo erosionará la roca a tasas cada vez mayores. Este proceso de incisión en la roca tiende a confinar los canales en un cauce rígido y estrecho, cuyos rasgos y morfología en general, dependen de la estructura de la roca (Ver pág. 161 a 163). Los canales encajados en roca no disponen ni de los aportes de sedimento ni de espacio lateral para hacer rasgos deposicionales relativamente permanentes (Montgomery and Buffington, 1998).

El proceso de incisión en la roca generalmente culmina donde los valles comienzan a abrirse y los canales comienzan a depositar sedimentos (Ver pág 189). Ese tramo transicional, en el cual los canales pasan de ser confinados a semi-confinados y del substrato de roca al substrato aluvial, es muy irregular y el paso desde los substratos de roca a aluviales no es gradual: dependiendo del grado de confinamiento y de la inclinación locales, lo usual es encontrar una alternancia de segmentos en roca desnuda y aluviales de montaña, que incluye también muchas formas mixtas. Según Charlton (2008: 151), estos cambios pueden ocurrir en distancias cortas, haciendo segmentos breves de características morfológicas muy diferentes.

La longitud del tramo transicional es también muy variable: 1 a 47 km, en la hoya del río Hunter, en Australia (Jain *et al.* 2008). Por otra parte, las morfologías aluviales y de roca también pueden alternar en el tiempo: en canales y valles acoplados, los masivos aportes de sedimento provenientes de los deslizamientos en las laderas pueden transformar temporalmente un canal de roca en un canal aluvial.

A pesar de la frecuente alternancia entre segmentos de roca y aluviales, es importante no perder de vista que los canales de roca y los canales aluviales son radicalmente distin-

tos entre sí. Los primeros son dominados por su capacidad de transporte, evacuan todos sus sedimentos y escurren controlados por un substrato rígido (Fig. 3.4); en los segundos predominan los aportes de sedimento, lo cual les permite hacer ajustes deposicionales en sus cauces (Montgomery and Buffington, 1998). Con el paso del substrato de roca a aluvial, la morfología de los canales pasa también desde los rasgos erosivos característicos de la roca, al predominio de los rasgos deposicionales (Fig. 3.30).

Puesto que en montaña los patrones de canales son poco variados, la morfología de los canales de montaña es la morfología de sus substratos. Las tipologías aluviales de montaña se describen a partir de los rasgos en sus substratos, siguiendo la secuencia típica descrita por Montgomery y Buffington (1997): los racimos de material aluvial (clusters) agrupados en torno a un clasto mayor, en las cascadas; las costillas (ribs) periódicas de material grueso, en los rápidos; la morfología de gradas y pozas periódicas (step-pool morphology); los canales aluviales con lechos planos (plane beds), frecuentemente acorazados; y los rabiones (riffles) (Fig. 3.3) (Ver pág. 154 a 156). En los sistemas reales, la sucesión de morfologías no necesariamente respetará este orden, aunque esta secuencia refleja una progresión gradual de las magnitudes relativas de la capacidad de transporte (Q_c) y del suministro de sedimentos (Q_s), según $qr = Q_c / Q_s$. Los canales coluviales son canales limitados por el transporte ($qr < 1$), tal como lo indica la acumulación del coluvio en ellos; los canales de roca, en cambio, son canales limitados por sus aportes de sedimentos ($qr > 1$). Entre $1 > qr > 1$ se desarrollaría la diversidad morfológica de los canales aluviales de montaña (Montgomery and Buffington, 1997) (Fig. 3.30).

En todas las etapas descritas hasta ahora predominan los patrones unitarios y rectos, en los cuales cualquier cambio de dirección es impuesto por la estructura de la roca subyacente. Hacia la salida de la zona de semi-confinamiento podrían aparecer los primeros rabiones que hacen oscilar lateralmente el flujo, primero al interior de un cauce recto y luego en un patrón sinuoso. El término del semi-confinamiento es también el término de los canales en roca y corresponde al segundo pico de la potencia total en el sistema (Ver pág. 188 a 190). Pasado este umbral, los valles se abren decididamente y los canales escurren libres de confinamiento por las llanuras aluviales (Jain *et al.*, 2008).

La morfología de los canales evoluciona de maneras reconocibles a lo largo de una gradiente de energía que decrece en la dirección aguas abajo. Comprender esas transiciones en el carácter y comportamiento de los ríos a lo largo del sistema, es esencial para la geomorfología fluvial (Jain *et al.*, 2008). Los geólogos e ingenieros han reconocido desde hace mucho las diferencias fundamentales entre los canales de montaña y sus contrapartes de las tierras bajas (Montgomery and Buffington, 1997). La morfología de los canales de montaña es más dependiente de controles externos, como son el confinamiento lateral y el tipo y volumen de sedimento que aportan las laderas.

El ingreso de sedimentos frescos (primarios) al sistema ocurre en montaña, por lo cual Stanley Schumm (1975) considera que la zona de cabecera del sistema sería una zona de producción de sedimentos (Ver pág. 121) (Fig. 1.11). Los canales de montaña son importantes por su producción de sedimentos primarios, y también porque transmiten aguas abajo las perturbaciones naturales y antropogénicas en las zonas de altura de la cuenca. Por otra parte, los torrentes y arroyos de montaña son el hábitat de una fauna característica, muy distinta de la que encontraremos más abajo en el sistema. La funcionalidad física y biológica del sistema en general parte por la calidad de sus canales de cabecera, y por la conectividad entre esos canales y el curso medio e inferior de los ríos. A pesar de su importancia, los arroyos de montaña han sido menos estudiados que los ríos de las llanuras (Montgomery and Buffington, 1997).

NO DISPONIBILE

NO DISPONIBILE

el caso de los deltas marinos la extensión e intensidad de la influencia mareal y de los procesos de erosión marina, serían variables determinantes en su configuración.

En las llanuras aluviales los ríos se desarrollan libres de controles estructurales externos, en un ambiente creado por ellos mismos, con sus sedimentos. En este ambiente aluvial la erosión removiliza sedimentos en acopio y es por eso que, en el modelo conceptual de Schumm (1977), esta sería una zona de transferencia de sedimentos (Ver pág. 121) (Fig. 1.11). En casi todos los sistemas fluviales esta es la zona más extensa, y al recorrerla, los ríos cambian: los canales aumentan de tamaño con la superficie drenada; la potencia del flujo disminuye con la pendiente; el tamaño del sedimento disminuye; la cohesividad de los cauces aumenta; y el régimen de descargas se estabiliza. Según evolucionan estas variables, los patrones y la morfología de los canales en general, van cambiando también.

A fin de ilustrar esas dinámicas evolutivas, la geomorfología fluvial ha propuesto modelos conceptuales, en su mayoría basados en la secuencia de patrones «recto – trezado – divagante – sinuoso – meándrico – anastomosado» (Fig. 3.33). Leopold (1994: 56), por su parte, sostiene que los patrones sinuosos predominan ampliamente en los ríos. Si esto es así, el modelo evolutivo fundamental del sistema sería el modelo de evolución de los meandros, según el cual los patrones sinuosos se extienden lateralmente a medida que disminuye la inclinación y el tamaño de los sedimentos (Ver pág. 34 a 35, 180 a 183). En esta última secuencia, todos los otros patrones son excepcionales y solo se incorporarían como alternativa menos probable. Cualquiera que sea su evolución previa, hacia el término del sistema los ríos dejan caer la mayor parte de su carga de sedimentos, en la zona deposicional del sistema, de acuerdo al modelo de Schumm (1977).

Tipos de ríos. Los ríos son diversos y para facilitar la comunicación en torno a ellos se han elaborado tipologías, cada una de las cuales reúne un grupo de atributos del río. En el lenguaje coloquial los atributos deben enumerarse explícitamente, por ejemplo: «río con muchos canales pequeños y cambiantes que escurren por un amplio pedregal de cantos redondeados», correspondería al tipo «canal trezado» de la morfología fluvial.

Los tipos que agrupan atributos por conveniencia del investigador son «clases» convencionales o nominales. Aquellos que recogen combinaciones de atributos que efectivamente ocurren asociadas en la naturaleza, constituirían «tipos naturales» (natural kinds). Montgomery y Buffington (1998) señalan que la geomorfología fluvial se apoya en las similitudes de forma y función para imponer un orden artificial en un continuo de formas naturales. Si esto es así, las clasificaciones de la disciplina son nominales y no habría «tipos naturales» de ríos. Esto último ha sido muy debatido, los umbrales geomórficos podrían estar separando «tipos naturales» de ríos, los cuales existirían «entre umbrales», con toda la variabilidad natural que cabe entre ellos. Hay evidencias de umbrales, por ejemplo, entre los canales trezados y meándricos (Leopold and Wolman, 1957; Parker, 1976; Nanson and Croke, 1992), y entre los canales en arena y multigranulares (Parker, 2007: 99). En estos casos las categorías «canal trezado» y «canal en arena» podrían representar tipos naturales.

Todo esto no es trivial. Según Rhoads y Thorn (1996), la clasificación de un objeto de estudio diverso en categorías discretas (taxa), correspondientes a tipos naturales, forma parte importante de todas las ciencias naturales; las tipologías nominales presentarían una imagen simplificada, y por lo tanto falsa, del objeto de estudio. Si los canales naturales pudieran clasificarse por tipos naturales, todos los atributos del tipo podrían transferirse confiadamente a cualquier canal del mismo tipo en la naturaleza. De ser así, ya no sería necesario analizar los canales caso a caso para conocer sus características (típicas), bastaría con diagnosticar a qué tipo corresponden, lo cual es mucho más fácil

y económico. De no ser así, la utilidad de las clasificaciones no pasa más allá de facilitar la comunicación en torno a los ríos y sus características.

Ya sea que sus tipos sean naturales o no, la geomorfología ha desarrollado un sinnúmero de clasificaciones, muchas de las cuales se utilizan habitualmente. El sistema de clasificación de canales más difundido, dentro y fuera de la disciplina, es el sistema de ordenamiento jerárquico de los tributarios de Horton (1945), posteriormente modificado por Strahler (1957). Todas las disciplinas relacionadas con la geografía física utilizan los sistemas de Horton y Strahler. La ecología fluvial ha asociado variables biológicas al número de orden jerárquico de los canales: la hipótesis ecológica del «continuum del río» (Vannote *et al.*, 1980) utiliza el sistema Strahler como matriz física. Aunque estos sistemas han permitido múltiples formas de análisis de las redes fluviales, no habría características morfológicas inherentes a los canales de cada orden (Montgomery and Buffington, 1998) (Ver pág. 20 a 24).

Montgomery y Buffington (1998) estiman que la más significativa de las clasificaciones de canales sería aquella que los separa por tipos de substrato, lo cual habría sido reconocido desde los inicios de la geomorfología. La clasificación de los patrones fluviales de Leopold y Wolman (1957), que distingue entre canales rectos, meándricos y trenzados, se ha incorporado al vocabulario de todas las disciplinas relacionadas con los ríos, aunque en la actualidad se reconocen varios otros patrones típicos, tales como los canales divagantes (*wandering*) y ramificados (*anabranching*). Posteriormente se desarrollaron muchas otras clasificaciones, más complejas, que establecen relaciones entre la morfología de los canales y aspectos de procesos, tales como energía y transporte (Anexo 24). También se han desarrollado sistemas parciales que clasifican algún subgrupo de canales, o de unidades geomórficas. En este trabajo hemos hecho referencia a una clasificación de las cabeceras de canales, realizada por Dietrich y Dunne (1993) (Ver pág. 191); a una clasificación de las planas de Nanson y Croke (1992) (Ver pág. 170); y a una clasificación de los canales ramificados de Nanson y Knighton (1996) (Ver pág. 186).

Montgomery y Buffington (1993) desarrollaron un sistema para clasificar los valles y los canales de montaña en base al tipo de substrato (roca, coluvial y aluvial), discriminando luego cinco morfologías aluviales típicas. Estos tipos aluviales los separan según su factor de rugosidad dominante (morfología del substrato), cargas de sedimentos y capacidad de transporte, confinamiento y dinámicas de ajuste (Fig. 3.30). La relación entre transporte y morfología se basa en la hipótesis (empíricamente verificada) de que las morfologías aluviales hacen configuraciones rugosas específicas en los substratos, dependientes de la relación Q_c / Q_s entre capacidad de transporte (Q_c) y cargas de sedimentos (Q_s). Los canales serían más ajustables morfológicamente cuanto menor sea esta relación (Montgomery and Buffington, 1997). La clasificación de Montgomery y Buffington (1993) fue desarrollada para un área restringida en Norteamérica, las Cascades en Washington, EE.UU., y aunque sus premisas se basan en física, sus tipologías no pueden considerarse universalmente válidas. A pesar de lo anterior, el sistema ha sido aplicado en otras regiones y Miller *et al.* (2001) sostienen que funciona muy bien para las morfologías escalonadas de alta pendiente, donde quiera que estén.

El problema de la validación restringe la aplicabilidad de todas las clasificaciones de canales. Cualquier sistema de clasificación proviene necesariamente de datos de campo obtenidos en algún dominio geográfico y fuera de ese dominio el sistema debe ser validado localmente antes de aplicarse. Quizás el único método que estaría libre de esta dificultad es el de los «estilos fluviales» (*River Styles*). *River styles* no es realmente un sistema de clasificación, sino un protocolo genérico para el análisis de cuencas y sistemas fluviales, que incluye el desarrollo de una clasificación ad hoc para los canales del sistema

en estudio (Ver pág. 251). Sus categorías se constituyen a través del análisis del caso particular, en base a criterios de procesos y de evolución de los canales, siempre con referencia a la cuenca. El procedimiento permite discriminar tipologías raras o particulares de cada cuenca y no somete las tipologías locales a un esquema universal preexistente (Brierley and Fryers 2005). Naturalmente, cualquier clasificación realizada en base a los «estilos fluviales» no es útil más allá de su sistema de origen, aunque sus autores sostienen que el método para desarrollar esa clasificación es aplicable universalmente.

La diversidad y complejidad de los canales naturales ha promovido el desarrollo de sistemas de clasificación que permitan identificar tramos de río morfológica y funcionalmente similares al interior de las redes (Montgomery and Buffington, 1998). Las clasificaciones de canales establecen tipologías fluviales discretas y evalúan sus características a fin de poder extrapolar esas tipologías, con sus atributos, hacia otras provincias hidro-fisiográficas (Rosgen, 1996; 3-3).

Por otra parte, los hidrólogos, biólogos, ingenieros y otros especialistas que estudian o trabajan con los ríos, han desarrollado sus propias tipologías para abordar el sistema. Los biólogos, por ejemplo, suelen usar términos como «crenón», «ritrón» y «potamón», que poco informan a los no biólogos. Para comunicarse entre sí, y puesto que deben interactuar en el marco del manejo fluvial, todos estos especialistas necesitan hacer referencia a un sistema de clasificación compartido. Un sistema de clasificación ideal para los canales fluviales ofrecería tipos naturales y válidos universalmente, sus categorías abarcarían todo el espectro de los canales posibles, serían significativas para todas las disciplinas interesadas, y serían fáciles de identificar y también de comunicar a los no profesionales involucrados en el manejo fluvial.

Según Montgomery y Buffington (1998), ningún sistema de clasificación puede satisfacer todos los propósitos posibles, puesto que los ríos constituyen sistemas complejos que deben ser interpretados dentro de un contexto regional e «histórico». Para la geomorfología fluvial las clasificaciones más útiles serían aquellas basadas en procesos, o en las relaciones entre procesos y formas. Por otra parte, la aplicación descuidada de cualquier sistema de clasificación conduce a errores, y ninguna puede sustituir al observador alerta, inteligente y bien entrenado (Montgomery & Buffington, *op. cit.*).

El sistema Rosgen. A lo largo de su desarrollo, la geomorfología fluvial ha procurado desarrollar clasificaciones cada vez menos subjetivas, basándose en los procesos fluviales más que en las formas (Ej. Schumm, 1977; Selby, 1985; Montgomery and Buffington, 1993). Sin embargo, durante los años setenta, investigadores canadienses como Galay *et al.*, 1973; Mollard, 1973; Kellerhals *et al.* 1972, 1976; Church and Rood, 1983, desarrollaron extensos catálogos de tipologías fluviales en base a formas, aunque también hacen referencia a aspectos geomorfológicos (Rosgen, 1996: 3-2). Esta fue la época en que comenzaron a popularizarse las aplicaciones de la geomorfología, orientadas al manejo de cuencas y a la restauración fluvial en los países desarrollados. El propósito de las clasificaciones descriptivas era facilitar esas aplicaciones, proporcionando una herramienta que permitiera realizar un rápido inventario visual de los tipos de canales en una cuenca, a partir de fotografías aéreas. Los catálogos descriptivos de los años setenta contribuyeron a la disciplina como registro de la diversidad natural de los cursos de agua, pero la información que entregan es muy general y solo son aplicables en su región de origen y por profesionales con mucha experiencia.

NO DISPONIBLE

NO DISPONIBLE

influencia sobre la morfología; un aumento de la magnitud y frecuencia de los picos de descarga sí afecta significativamente los cauces. Según Dietrich *et al.* (1989), esto podría equilibrarse, total o parcialmente, mediante un aumento de la rugosidad del cauce, por ejemplo, aumentando la sinuosidad (Whittaker and Jaeggi, 1982).

La disminución de la magnitud y/o frecuencia de los picos máximos, típicamente se reflejaría en una disminución del ancho del canal, por consolidación y avance de los rasgos deposicionales junto a las riberas (Ver pág. 214 a 215). En este escenario son importantes la deposición de sedimentos, la formación de barras y escaños (Ver pág. 157 a 160), y los procesos deposicionales en las planas (Ver pág. 171 a 174).

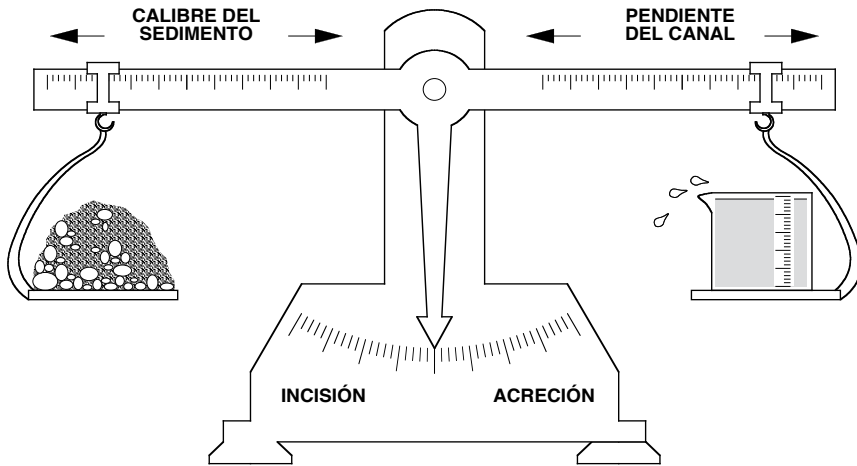
Según Montgomery y Buffington (1998), los canales aluviales con gran capacidad de transporte mantienen su morfología transmitiendo aguas abajo los incrementos en sus descargas y cargas de sedimentos; los canales con menor capacidad de transporte son más sensitivos frente al incremento de los sedimentos y/o a la disminución de sus descargas.

Los canales naturales están en cambio permanente, apreciable o no, y la configuración que adoptan en un momento dado constituye el «estado del sistema.» El paso de un estado a otro involucra la acción simultánea de múltiples mecanismos, tales como formación de barras, erosión de riberas, acorazamientos, etc. Aunque cada uno de esos mecanismos puede descomponerse en procesos simples de erosión y deposición, las retroalimentaciones entre los procesos simples establecen secuencias que constituyen mecanismos complejos. Según Lane y Richards (1997), una explicación cabal para los cambios en los ríos supone conocer las interacciones entre los mecanismos complejos que determinan el paso de un estado a otro en el sistema (Ver pág. 236 a 237).

En sus inicios, la geomorfología estableció unas relaciones empíricas sencillas entre las características generales promediadas de los canales y los caudales líquidos y sólidos que reciben desde aguas arriba (Ver pág. 28 a 33). Aunque son válidas en general, las relaciones empíricas del tipo que utiliza la geometría hidráulica no informan acerca de: (1) los cambios cualitativos en los patrones, tales como sinuosidad o índices de trenzamiento; (2) los cambios de un patrón a otro y los umbrales entre ellos; (3) la topografía de los substratos y sus estructuras rugosas; (4) la evolución de los rasgos en general; (5) los procesos que el río hace fuera de los canales y su relación con lo que ocurre al interior de los cauces. Adicionalmente, estas relaciones consideran solo los procesos longitudinales del sistema, pero omiten los intercambios laterales de aguas y de sedimentos, importantes en muchos canales, especialmente si los tramos considerados son largos. La geomorfología fluvial ha ido desarrollando modelos de ajuste cada vez más completos, que procuran corregir estas falencias, incorporando cada vez más variables.

Modelos de ajuste. Basándose tanto en aspectos teóricos como en evidencia empírica, los geomorfólogos han desarrollado modelos conceptuales y numéricos para describir, explorar y predecir las respuestas de los canales frente a los cambios en sus descargas y/o cargas de sedimentos. Según Montgomery y Buffington (1998), un primer modelo conceptual significativo sería el propuesto por Gilbert (1917), en el cual la inclinación del río se ajusta mediante erosión o deposición, a fin de transportar sus cargas de sedimentos: el transporte de fondo (Q_b) sería proporcional a la pendiente del cauce (S), según $Q_b \propto S$. Más adelante, Lane (1955) propuso un modelo más completo en el que el transporte de fondo y el tamaño del sedimento (D_i) se ajustan a las descargas y a la inclinación del canal, según $Q_b D_i \propto Q S$. Esta relación reflejaría la condición de equilibrio de un canal «en régimen». Si predomina la carga de sedimentos ($Q_b D_i$) hay acreción, si predomina la potencia (QS) hay incisión (Fig. 4.10) (Ver pág. 242). Ninguna de estas primeras dos expresiones considera la forma planimétrica o patrón

del canal. Schumm (1971) incorporó variables planimétricas, tales como longitud de onda (λ) y sinuosidad (p), además del ancho (W) y la profundidad (d), y trata los ajustes frente a los caudales líquidos y sólidos mediante relaciones independientes: $Q \propto (Wd\lambda) / S$ y $Q_b \propto (W\lambda S) / dp$. Nunnally (1985) desarrolló la propuesta de Schumm incorporando el tamaño medio del grano (D_{50}) en la superficie del lecho. Montgomery y Buffington (1998) incorporan más variables: incluyen la profundidad media de la capa activa de transporte (d_s) y la cantidad de sedimento acopiado (S_s), las relaciones que proponen son: $Q \propto (Wd Q_b d_s D_{50} n) / S_s S$ y $Q_s \propto (W Q_b d_s S_s S) / d D_{50} n$, siendo Q las descargas, Q_s los aportes de sedimento en el tramo, y n el coeficiente de rugosidad de Manning (Ver pág. 72). Algunas de las variables incorporadas en estas ecuaciones estarían sujetas a umbrales de respuesta, otras presentan respuestas continuas (Montgomery and Buffington, 1998).



Carga de sedimentos x Calibre del sedimento \propto Inclinación del canal x Caudal

Fig. 4.10 Balanza de Lane, representa la relación de Lane para el equilibrio entre los factores de acreción e incisión (redibujado de Lane, 1955).

Los mismos autores (Montgomery y Buffington, 1998) destacan que estas dos relaciones incluyen siete variables, por lo cual sus resultados serían indeterminados. Siendo así, los canales podrían ajustarse a las variables impuestas (descargas y cargas de sedimentos) mediante múltiples combinaciones de sus variables propias (ancho, profundidad, inclinación, velocidad, rugosidad), lo cual explicaría la diversidad de los canales naturales (Leopold, 1994: 178). Los modelos basados en las relaciones conceptuales que hemos presentado solo entregan una idea aproximada de la magnitud de los ajustes, la respuesta específica de un canal en cualquier punto del sistema, surgirá de alguna combinación de las anomalías locales en las descargas y aportes de sedimento (Montgomery y Buffington, 1998). Por otra parte, en los últimos años la resolución de los modelos que simulan el ambiente fluvial ha mejorado y en algunos casos han logrado predecir ajustes morfológicos con bastante detalle (Ver pág. 243 a 245, anexo 52).

A fin de facilitar una primera aproximación a la probable dirección de los ajustes en los canales, según cambian las descargas y los aportes de sedimentos, Stanley Schumm (1969) desarrolló un sistema de algoritmos que describe los distintos casos. En este sistema la descarga (Q) y la carga de sólidos de fondo (Q_b) pueden aumentar (+), disminuir (-) o ser indeterminados (\pm). Los cambios resultantes se indican como + para el incremento, - para la disminución y \pm cuando podría ser cualquiera de los anteriores.

Un aumento de las descargas ($Q+$) típicamente se asocia a aumentos del ancho del canal (w), de la profundidad (d), de la relación entre ancho y profundidad (w/d), de la longitud de onda de los meandros (λ) y a una disminución de la pendiente (s):

$$Q+ \rightarrow w+ d+ (w/d)+ \lambda+ s-$$

Las disminuciones en las descargas ($Q-$) revierten estos efectos:

$$Q- \rightarrow w- d- (w/d)- \lambda- s+$$

Los aumentos o disminuciones en las cargas de sedimento de fondo tienen los siguientes efectos, incluyendo los cambios en la sinuosidad (S):

$$Qb+ \rightarrow w+ d- (w/d)+ \lambda+ s+ S-, \text{ o bien } Qb- \rightarrow w- d+ (w/d)- \lambda+ s- S+$$

Las repuestas a los cambios en el clima y uso de la cuenca, suelen afectar tanto el régimen de flujos como el régimen de sedimentos; hay cuatro escenarios posibles:

(1) Las descargas y cargas de sedimentos aumentan paralelamente. Esto suele suceder cuando hay expansión de las áreas urbanas, ya que esto genera sedimentos y reduce la permeabilidad de los suelos:

$$Q+ Qb+ \rightarrow w+ d\pm (w/d)+ \lambda+ s\pm S-$$

(2) Las descargas y cargas de sedimentos disminuyen paralelamente, por ejemplo, en caso de mejoras en el manejo de una cuenca, que favorecieran sus acopios de agua:

$$Q- Qb- \rightarrow w- d\pm (w/d)- \lambda- s\pm S+$$

(3) Las descargas aumentan y las cargas de sedimento disminuyen. Esto podría suceder si aumentara la humedad en una zona semiárida, y las precipitaciones aumentarían las descargas y mejorarían la cubierta vegetal, disminuyendo así los sedimentos:

$$Q+ Qb- \rightarrow w\pm d+ (w/d) \pm \lambda\pm s- S+$$

(4) Las descargas disminuyen y la carga de sedimentos aumenta. Puede ocurrir con el desarrollo de la minería, que consume agua y produce sedimentos:

$$Q- Qb+ \rightarrow w\pm d- (w/d) \pm \lambda\pm s+ S-$$

Estos algoritmos solo indican propensiones generales de cambio, no indican su extensión ni su rapidez; muchos otros factores condicionan las formas también. Puesto que se basan en datos provenientes de ríos de zonas semiáridas y sub-húmedas, en su mayoría con lechos de arena, estos algoritmos no son aplicables universalmente (Charlton, 2008: 158).

El desarrollo de modelos conceptuales y numéricos que permitan explicar, reconstruir y predecir los ajustes en los canales, ha formado parte de la disciplina desde sus inicios. Según Montgomery y Buffington (1998), los modelos disponibles serían capaces de predecir la dirección general de los cambios, pero no las respuestas específicas en los canales. El estado actual del conocimiento, sugiere que esas respuestas serían indeterminadas puesto que en los canales reconocemos más variables que relaciones entre ellas (Ver pág. 228). Afortunadamente, frente a las limitaciones de los modelos predictivos disponibles, la geomorfología fluvial dispone de una gran cantidad de experiencia acumulada en relación con el comportamiento de los distintos tipos de canales, bajo todo tipo de condiciones (Montgomery and Buffington, 1998).

Un canal natural es un espacio topográficamente diverso cuyas fronteras son irregulares en su materialidad y sus formas. En su interior operan flujos a distintas velocidades, espacialmente distribuidos en respuesta a las irregularidades del cauce, haciendo un campo dinámico que incluye aspectos pulsantes, periódicos y también aleatorios (Ej. turbulencia). Con los flujos ingresan sedimentos de diversos calibres y ambos, flujos y sedimentos, son cambiantes e interactúan entre sí y con las fronteras del cauce. Por otra parte, el sistema reacciona a los cambios en sus variables externas e internas mediante secuencias de ajuste que toman tiempo, y que podrían no estar completas antes de que una nueva perturbación demande nuevos ajustes (Langbein and Leopold, 1964). ¿Hasta qué punto es posible predecir la trayectoria de este sistema?

Indeterminación. Desde el determinismo, el sistema fluvial admite un solo estado posible para cada punto de su trayectoria evolutiva, y sería por lo tanto predecible en todos sus detalles. Este sería un determinismo estricto o «fuerte», que supone unas cadenas causales inquebrantables en las cuales no hay lugar para el azar. Los modelos numéricos determinísticos ofrecen una sola y misma solución para un determinado conjunto de datos, y muchos geomorfólogos e ingenieros aspiran a describir el sistema mediante modelos determinísticos y hacer de la geomorfología una ciencia exacta basada en física. Simon et al. (2005), por ejemplo, plantean que el diseño de canales debiera basarse «en un enfoque determinístico basado en física, orientado hacia la cuantificación de las fuerzas que controlan los procesos ..., el cual tiene la ventaja de estar bien establecido en la literatura de ingeniería». Este es el espíritu que anima el desarrollo de los modelos analíticos reduccionistas (Ver pág. 234 a 235, 242). Sin embargo, la mayoría de los modelos numéricos (empíricos y analíticos) utilizados por la geomorfología y la ingeniería fluvial son determinísticos, y aplicados a los canales naturales, su capacidad predictiva ha demostrado ser pobre, particularmente en lo referente al transporte de sólidos de fondo (Ver pág. 145 a 146). Esto último no significa que el reduccionismo determinista haya sido descartado, hay quienes sostienen que debe ir aún más lejos (Anexo 38).

Por otra parte, hemos visto que el azar incide en el desarrollo del sistema. La teoría de la mínima varianza (Ver pág. 42 a 45, 241) reconoce la influencia del azar en la configuración de los canales y las redes fluviales, pero asume que la probabilidad los acercará a su forma estadísticamente más probable o «estado estacionario» (Leopold and Langbein, 1962). Desde esta teoría, el sistema sería entonces indeterminado al interior de un espacio delimitado por las leyes de la termodinámica para sistemas abiertos y otras leyes físicas que debe obedecer (Leopold, 1994: 178) (Ver págs. 45, 52). Esta visión también es determinista, aunque la correlación entre los estados sucesivos del sistema a través de la mera probabilidad corresponde a un determinismo «débil». Desde este determinismo débil también es posible plantear predicciones, pero solo como probabilidad, no como certeza. Los modelos que representan esta condición serían modelos probabilísticos o estocásticos (Ver pág. 242).

En el contexto de las geociencias, las alusiones al determinismo son frecuentes, pero llevan a confusión. El determinismo es una corriente filosófica que toca el devenir de todas las cosas, en la cual la naturaleza del azar ocupa un lugar central. Para la geomorfología no es importante si acaso el azar que percibimos es «ontológico» o solo una ilusión producto de nuestra ignorancia, lo que realmente nos interesa es la predictibilidad del sistema, hasta donde sea posible. Al igual que la dicotomía entre «empiristas» y «analíticos» (Ver pág. 232 a 236, 242 a 245), las controversias en torno al determinismo probablemente se verán superadas por el trabajo de modelización del sistema. En su permanente búsqueda de calidad predictiva, la modelización procurará estrechar cada vez más los espacios de indeterminación del sistema fluvial, según retrocedan las fronteras del azar frente al mayor conocimiento de los procesos físicos que lo gobiernan, y de las interacciones entre ellos (Ver pág. 236 a 237).

Recientemente, la geomorfología ha comenzado a investigar el comportamiento de los ríos al interior de sus espacios de indeterminación. A continuación presentamos una visión sinóptica de los conceptos que se manejan actualmente en relación con la complejidad del sistema fluvial, y sus implicancias para la predictibilidad del mismo.

La sensibilidad a las condiciones iniciales es una consecuencia de la retroalimentación desde las formas hacia los procesos, según la cual la configuración morfológica de un canal depende de las configuraciones anteriores y determina su respuesta morfológica a futuro (Newson, 1980). Tradicionalmente, la geomorfología ha tratado la retroali-

mentación entre formas y procesos como un fenómeno propio de la escala pequeña, incapaz de alterar la trayectoria del sistema a escalas mayores (Leopold and Langbein, 1962; Schumm and Litchy, 1965). Basándose en observaciones de campo, experiencias de laboratorio, y simuladores computacionales, Lane y Richards (1997) concluyen que, en condiciones de inestabilidad, un evento local menor podría provocar una mínima desviación en la trayectoria del sistema que, amplificada por retroalimentación positiva, podría modificar la trayectoria del sistema en general (Anexo 39). Según Nicholas y Quine (2007), el comportamiento de sus modelos de evolución del paisaje sugiere que durante el holoceno (últimos 9000 años) los procesos de retroalimentación habrían sido determinantes en la respuesta de los sistemas fluviales frente a los cambios ambientales.

El sistema fluvial es un sistema «dinámico» puesto que evoluciona en el tiempo, y «complejo» ya que de la interacción entre sus variables interdependientes podrían surgir estructuras y propiedades nuevas o «emergentes», no evidentes a partir de la acción de ninguna de ellas por sí sola (Coulthard and Van De Wiel, 2007). Los sistemas complejos son sensibles a las configuraciones iniciales, difíciles de delimitar y difíciles de predecir. Muchos autores (Ej. Murray and Paola, 1994; Lane and Richards, 1997; Dodov and Fofoula-Georgiou, 2003; Ruther, 2006; Nicholas and Quine, 2007; Pelletier, 2007; Coulthard and Van De Wiel, 2007) reportan comportamiento no lineal en el sistema fluvial, generalmente detectado a través de simuladores. Un sistema no lineal es un sistema complejo en el cual las exportaciones (outputs) no se mantienen proporcionales a los aportes (inputs) a través de todo el rango de esos aportes (Phillips, 2003). Según Coulthard y Van De Wiel (2007), la no linealidad de los flujos y sedimentos deforma la geometría hidráulica a distintas escalas e influencia diversos aspectos del comportamiento del sistema, tales como las migraciones meándricas, los eventos de avulsión y otros. Murray y Paola (1994), Lane y Richards (1997), Pelletier (2007), Coulthard y Van De Wiel (2007), entre otros, detectan comportamiento caótico en el sistema. El caos determinístico es un caso de sistema complejo sujeto a leyes determinísticas, aunque sensible a las condiciones iniciales, en el cual el comportamiento es errático en torno a valores de equilibrio. El sistema caótico fluctúa aleatoriamente en torno a un estado estacionario que lo repele y atrae simultáneamente (atractor extraño), por lo cual presenta un comportamiento determinístico subyacente bajo su aparente desorden (Mandressi, 2001).

Autoorganización es la capacidad de los sistemas abiertos para modificarse a sí mismos y por sí mismos a través de la retroalimentación mutua de sus variables interdependientes. Criticalidad autoorganizada (Self Organized Criticality, SOC) es el comportamiento de un sistema complejo que se autoorganiza hacia un estado de equilibrio muy próximo a un umbral geomórfico importante o «estado crítico» (Phillips, 1999). Desde ese estado crítico, la más mínima alteración desencadenaría múltiples ajustes a distintas escalas (catástrofe). SOC es muy dependiente de los estados iniciales y de la conectividad, es altamente no lineal y ofrece múltiples grados de libertad. Rodríguez-Iturbe *et al.* (1992a) sugieren que la distribución espacial de las descargas y la energía en el sistema sería un factor de criticalidad autoorganizada. Sapozhnikov y Fofoula-Georgiou (1997) interpretan la geometría fractal de los canales trenzados como indicio de SOC, Fonstad y Marcus (2003) han detectado SOC en el comportamiento de riberas, y Hooke (2003) en la evolución de los meandros amplios (Ver pág. 182 a 183). Coulthard y Van De Wiel (2007) detectaron criticalidad autoorganizada en el comportamiento global del sistema, a través de su modelo de evolución del paisaje CAESAR (Anexo 55). Estos mismos autores, sostienen que, para efectos prácticos, un sistema fluvial en SOC sería indeterminado (Coulthard and Van de Wiel, *op. cit.*). En suma, las predicciones posibles para los sistemas complejos son limitadas y estarían sujetas a las siguientes condiciones:

(1) Donde el sistema se autoorganice hacia un estado de equilibrio su dirección será predecible, en general, si ese estado de equilibrio (atractor) es conocible.

(2) Donde el sistema fluctúe aleatoriamente dentro de rangos conocibles (caos determinístico), su trayectoria será impredecible al interior de esos rangos.

(3) Donde el sistema se autoorganice hacia un estado de equilibrio próximo a un estado crítico (SOC) hará ajustes «catastróficos», fuera de toda proporción con la perturbación que los desencadena (Coulthard and Van de Wiel, 2007). Al igual que el sistema con bifurcaciones, SOC incluye tramos predecibles entre puntos críticos, en torno a los cuales la trayectoria del sistema es indeterminada (Ver pág. 48 a 51).

Por otra parte, según Coulthard y Van de Wiel (*op. cit.*), el comportamiento emergente no sería predecible y solo puede observarse en tiempo real o a través de simuladores. La sensibilidad a las condiciones iniciales vuelve al sistema proclive a hacer estructuras o propiedades emergentes, lo cual implica que:

(4) Donde la sensibilidad a las condiciones iniciales sea determinante, a medida que los ajustes se vayan desarrollando se abrirá un abanico de estados posibles para el sistema. Siendo así, el paso del tiempo aumentará el error de las predicciones para la trayectoria de ese sistema.

(5) Donde la sensibilidad a las condiciones iniciales sea determinante, los ajustes morfológicos deben inferirse a partir de los mecanismos (complejos) que rigen el paso del sistema desde un estado a otro (Ver pág. 236 a 237), y no a partir de los procesos (físicos) individuales que operan en el sistema (Lane and Richards, 1997).

(6) Donde la sensibilidad a las condiciones iniciales favorezca la retroalimentación positiva, los eventos locales podrían verse magnificados hasta alterar el sistema en las escalas mayores (Lane and Richards, 1997; Coulthard and Van de Wiel, 2007).

(7) Donde la sensibilidad a las condiciones iniciales esté haciendo propiedades o estructuras emergentes, el sistema sería indeterminado.

En general, un sistema (o subsistema) fluvial es más difícil de predecir lejos de su equilibrio termodinámico, donde dispone de más energía para hacer ajustes, de más sedimentos con los cuales ejecutarlos, y de más grados de libertad hacia los cuales dirigirlos. Un sistema que está recargando o evacuando sus acopios, difícilmente mantendrá una relación lineal entre los aportes que recibe y lo que exporta. Esta condición de no linealidad hace más difícil predecir la evolución de las descargas y sedimentos en el tiempo, e inferir la evolución de las formas a partir de ellos.

Las condiciones precisas que acompañan los distintos modos de comportamiento no lineal y sus implicancias para la predictibilidad del sistema se investigan desde los dos extremos: estudiando los ajustes complejos al interior de canales pequeños y dinámicos (Ver pág. 236 a 237), y también explorando el comportamiento global del sistema mediante simuladores (Ver pág. 243 a 245), percepción remota (Ver pág. 246 a 248) y paleohidrología (Ver pág. 253; anexos 64, 65, 66).

Por el momento habría una brecha de conocimiento entre estas dos escalas: se sabe bastante respecto de lo que podría causar no linealidad o criticalidad autoorganizada en el sistema, pero poco respecto de los factores que rigen los umbrales de erosión o la retroalimentación positiva en los canales (Coulthard and Van de Wiel, 2007). Según Lane y Richards (1997), el pensamiento no lineal no se aleja mucho de otros conceptos tradicionales en la disciplina, tales como los umbrales geomórficos, y su aplicación al sistema fluvial podría proporcionar nuevos nexos entre sus formas y procesos, y entre las distintas escalas espaciales y temporales de ajuste. «El verdadero desafío sigue siendo comprender el modo en que operan los procesos de la escala pequeña para influir en el comportamiento del sistema en las escalas mayores» (Lane and Richards, 1997).

NO DISPONIBILE

NO DISPONIBILE

el comportamiento de los procesos uno a uno, no ofrece una explicación cabal para el comportamiento integrado de todos ellos, ni para las formas o propiedades que surgen de esas interacciones (Wolman and Gerson, 1978; Spedding, 1997; Lane and Richards, 1997; Soars and Thorne, 2001; Rhoads, 2006).

A pesar de lo anterior, Spedding (1997) sostiene que los estudios analíticos han aportado modelos numéricos y simuladores que ayudan a identificar los procesos clave que controlan la evolución del paisaje. Por otra parte, no podemos desconocer que los modelos tridimensionales de alta resolución más recientes, generalmente basados en mecánica de fluidos, integran la acción de los diversos procesos y logran representar cada vez mejor la complejidad del ambiente fluvial, aunque para escalas reducidas (Ver pág. 243 a 245).

G geomorfología fluvial «realista». En un breve trabajo titulado Geomorfología «Real», Keith Richards (1990:196) llamó a fundar una geomorfología «realista», que reconozca «la compleja trama de mecanismos causales que opera al interior de contingencias complejas». Esta publicación suscitó un intenso debate en torno a los objetivos, métodos, y aun al sustento filosófico de la geomorfología (Anexo 42). El argumento es el siguiente: si los procesos individuales que controlan la génesis del paisaje interactúan entre sí y son, por lo tanto, mutuamente dependientes, solo pueden operar en forma concertada. Esta acción concertada de los procesos simples constituiría mecanismos complejos, cuyos efectos serían distintos de la sumatoria de los efectos de sus partes (Anexo 43). Las propiedades y estructuras que surgen de esa «compleja trama de mecanismos causales» se conocen como «propiedades emergentes», y son propias de los sistemas cuyo comportamiento no puede inferirse a partir de las propiedades de sus partes o «sistemas complejos». Para describir un sistema complejo no basta con estudiar las propiedades de sus partes, se deben conocer también las interacciones entre ellas, a fin de caracterizar el «mecanismo generador» que surge de su acción combinada. En palabras de Leopold (1994: 40) «... los ríos mantienen un sistema altamente organizado de características físicas e hidráulicas,... en la naturaleza el sistema es tan complejo en sus interrelaciones que resulta muy difícil visualizarlo en su totalidad, aunque esas interrelaciones constituyen sus características más distintivas y permanentes».

La propuesta de Richards (1990) llama a desplazar el foco de la geomorfología desde el estudio de los procesos hacia el estudio de las interacciones entre los procesos, con atención a las condiciones que favorecen el desarrollo de las estructuras y propiedades emergentes. La geomorfología fluvial debe buscar la «explicación cabal» para los eventos o instancias geomorfológicas, elucidando la manera en que los canales cambian a través del tiempo en respuesta a las fluctuaciones en sus variables de control dominantes (Lane and Richards, 1997). Comprender estos cambios supone comprender la secuencia de estados configuracionales a través de la cual ha evolucionado el sistema, lo cual requiere de una evaluación combinada de los procesos inmanentes (físicos) que causan los cambios, y también de las «propiedades configuracionales del sistema» (Lane and Richards, *op. cit.*) (Ver pág. 138 a 140). La propuesta es ambiciosa, esa «compleja trama de mecanismos causales» que Richards (1990) propone elucidar constituye aquel mecanismo (no observable pero «real») que comanda los fenómenos emergentes: ni más ni menos que «el» o «los» mecanismos de la morfogénesis del paisaje fluvial.

En términos más concretos, esta búsqueda demanda estudios morfológicos intensivos en canales naturales, complementados con experimentación en canales de laboratorio y modelización numérica (Lane and Richards, 1997). Los modelos a utilizar debieran ser dinámicos y no-lineales, por su potencial para generar estructuras y propiedades emergentes (Richards 1990). Por razones prácticas, los estudios de campo se realizan

preferentemente en canales pequeños con lechos móviles y muy dinámicos (Ej. trenzados inestables), los cuales permiten registrar variaciones morfológicas varias veces al día, de ser necesario. La dinámica fluvial se debe observar «mientras está ocurriendo», a fin de capturar toda la secuencia evolutiva que se pretende explicar. Estos estudios utilizan datos de campo no homogeneizados estadísticamente, y las generalizaciones que arrojan se basan en una comprensión de la distribución interna de las formas y procesos en el lugar (Lane and Richards, 1997). Por otra parte, la mera observación de las formas y procesos espacialmente distribuidos, podría no detectar los mecanismos compuestos que se pretende conocer. Es por eso que Rhoads (1994) ha señalado que sería necesario invocar esos mecanismos mediante la manipulación experimental en canales de laboratorio, a fin de provocar efectos observables que permitan caracterizarlos (realismo trascendental–crítico).

En definitiva, el nuevo método retiene un fuerte elemento cuantitativo, casi reduccionista, al interior de una perspectiva espacial y temporalmente distribuida (Spedding, 1997). Según Spedding (*op. cit.*), para avanzar en esta dirección no sería necesario esperar mayores avances en el conocimiento de la física de procesos, «el éxito dependería más bien de la habilidad con que se logren vincular los factores causales críticos al interior de estructuras explicativas coherentes».

La teoría de la mínima varianza (Ver pág. 44 a 45) explica la acción concertada de los ajustes morfológicos como una propensión del sistema hacia su estado de funcionamiento estacionario, siguiendo las leyes de la termodinámica en sistemas abiertos: máxima entropía y mínimo trabajo total. El análisis de los procesos explica la erosión y deposición de los sedimentos desde la física, en las escalas espaciales y temporales más pequeñas. Ninguno de estos dos enfoques explica los mecanismos que coordinan los procesos simples con tendencia hacia el mínimo trabajo y trabajo homogéneo en el sistema (la mínima varianza no es un proceso físico, es una constatación). Lane y Richards (1997) sostienen que habría un terreno intermedio que la disciplina debe cubrir para explicar la manera en que se agregan los fenómenos de la escala pequeña para hacer las formas y comportamientos observables en las escalas mayores (Ver pág. 230).

La geomorfología fluvial «realista» ambiciona conocer esos mecanismos «verdaderos,» capaces de explicar cabalmente la morfogénesis del paisaje fluvial (Lane and Richards, 1997). En la práctica, el método consiste en estudiar las propiedades y estructuras emergentes del sistema, mientras están ocurriendo, en la escala pequeña. Eventualmente, las nuevas tecnologías de percepción remota ofrecerán la posibilidad de proyectar esta búsqueda hacia las escalas espaciales mayores, puesto que permitirán monitorear los cambios en gran escala con mucha frecuencia, buena resolución y menor costo (Alsdorf *et al.*, 2007; Durand *et al.*, 2008; Smith and Pavelsky, 2008).

Si el enfoque «realista» tiene éxito, la geomorfología habrá logrado explicar la acción fluvial a cabalidad y podrá transitar libremente a través de todas sus escalas espaciales y temporales, sin necesidad de ajustar sus herramientas de análisis. Esta perspectiva promete mejorar considerablemente nuestra capacidad predictiva para el sistema. La geomorfología fluvial «realista» ha sido dominante en los últimos años, por lo menos en la literatura acerca de la metodología de la disciplina

G geomorfología fluvial aplicada. A partir de los años 1970, en los países desarrollados la geomorfología fluvial ha sido llamada a participar en los procesos de toma de decisiones que afectan los sistemas fluviales (Brookes, 1995; Thorne *et al.*, 1997; Newson *et al.* 2001; Benda *et al.*, 2002; Somerville, 2004; Newson and Large, 2006; Eyquem, 2008; entre otros). Las aplicaciones de la disciplina son requeridas en ámbitos diferentes,

que involucran escalas espaciales muy distintas: elaboración de marcos regulatorios de escala nacional, aspectos de planificación territorial, manejo de cuencas, estrategias de conservación y recuperación de canales, diseño de canales «naturales», e incluso, asistencia especializada para el diseño de obras de ingeniería (Gilvear, 1999). Newson (2002) ha reducido todos estos requerimientos a dos modalidades básicas de aplicación para la disciplina: (1) como ciencia de ingeniería, para proyectos de restauración de canales, y (2) como ciencia ambiental aplicada al manejo sustentable de los ríos y cuencas.

Desde su rol como ciencia ambiental, la geomorfología fluvial aporta su visión sistémica de la cuenca y se pronuncia acerca de la condición del sistema en general, de su resiliencia y sensibilidad. También aporta sus técnicas predictivas de base empírica, con las cuales determina las tendencias evolutivas del sistema a mediano y largo plazo. Según Newson (2002), al interior de la disciplina existe bastante consenso respecto de cómo tratar la gran escala de la cuenca y los impactos en ella. Esto habría facilitado el desarrollo de las herramientas predictivas para esa escala, y la geomorfología fluvial se sentiría más cómoda en este rol de evaluación ambiental (Newson, *op. cit.*).

Como ciencia asociada a la ingeniería, la geomorfología fluvial se incorpora a un escenario más exigente, que demanda herramientas predictivas confiables, capaces de ofrecer soluciones rápidas a problemas concretos de diseño en proyectos de restauración de canales y de ingeniería fluvial. En este contexto, le corresponde predecir los ajustes dinámicos al interior de los canales, lo cual no es fácil puesto que los cambios suelen ser rápidos y presentar un comportamiento aparentemente errático, asociado a umbrales. Estas incertezas no pueden soslayarse, de manera que las bandas de confianza que la geomorfología fluvial ofrece no son todo lo estrechas que los ingenieros quisieran; en palabras de Newson (2002) «frente a problemas concretos, la geomorfología fluvial tiende a adoptar actitudes ambiguas, promoviendo a la vez sus herramientas predictivas de diseño, y su uso con máxima precaución». Según Gilvear (1999), uno de los desafíos de la geomorfología fluvial es ganarse la completa aceptación de la ingeniería (Anexo 44).

Las herramientas predictivas aplicables a esta escala han sido objeto de intensos debates técnicos, que replican la antigua dicotomía entre los enfoques «empírico» y «analítico» (Shields and Copeland, 2006) (Ver pág. 142 a 146, 225a 228, 243a 245). Según Wilcock (2007), los simuladores basados en procesos han avanzado en los últimos años, particularmente en lo que se refiere al tratamiento de las granulometrías mixtas y a la conducción (routing) de los flujos y sedimentos. Quedarían desafíos pendientes, tales como la predicción de los aportes de sedimentos, que siguen siendo difíciles de cuantificar y toman tiempo. A medida que geomorfología fluvial aplicada se consolide sobre bases más profesionales, la investigación y la práctica debieran entrar en una interrelación más estrecha, propia de las disciplinas aplicadas más maduras; el objetivo es lograr un marco de trabajo testeable y flexible, en el cual se equilibren la inversión en predicción y la tolerancia al riesgo (Wilcock, *op. cit.*).

La convergencia entre la ingeniería, la geomorfología, y también la ecología fluvial, es indispensable para satisfacer los requerimientos multifuncionales que recaen actualmente sobre los sistemas hídricos (Gilvear, 1999; Palmer *et al.*, 2003; Newson and Large, 2006) (Anexo 45). Puesto que los ríos son valorados como hábitat, la ecología fluvial ha incorporado la calidad ambiental del sistema y la «salud» de sus ecosistemas como un valor a cautelar, y aun como objetivo, en las prácticas de manejo fluvial (Anexo 46). Ya no basta con garantizar el drenaje, la evacuación de los sedimento y la contención de inundaciones, también se persigue la «óptima funcionalidad ecosistémica» de los ríos (Anexo 47). Los canales son la matriz física sobre la cual se desarrollan las comunidades fluviales, de manera que la mantención y/o recuperación de su condición geomórfica «natural» sería requisito indispensable para un hábitat fluvial óptimo.

La literatura especializada sugiere cinco ejes en los cuales la geomorfología fluvial necesita mayor desarrollo para hacer más eficaces sus aplicaciones:

(1) Herramientas predictivas utilitarias: fomentar la colaboración entre las ramas aplicadas y de investigación, a fin de que los resultados de la ciencia asistan la práctica y la práctica defina las prioridades de investigación (Newson, 2002; Wilcock, 2007).

(2) Experiencia acumulada: fomentar el monitoreo y evaluación post-proyecto de las iniciativas de rehabilitación y restauración fluvial de manera estandarizada, y disseminar esa información a fin de facilitar su uso y aprender de los esfuerzos del pasado (Newson, 2002; Palmer *et al.*, 2003).

(3) Investigación interdisciplinaria: fortalecer la colaboración con la ecología fluvial, a fin de clarificar la importancia ecológica del hábitat fluvial, geomorfológica e hidráulicamente definido (Gilvear, 1999; Palmer *et al.*, 2003; Newson and Large, 2006), y también con otras disciplinas a fin de avanzar en el desarrollo de una ciencia predictiva de las dinámicas de la superficie terrestre (Paola *et al.*, 2006).

(4) Educación: extender la base de profesionales y para-profesionales debidamente preparados y acreditados en la disciplina (GSA, 2004) y regular sus funciones. Fomentar el interés de los profesionales por involucrarse en el manejo del entorno (Coates, 1976).

(5) Comunicación: informar a un amplio sector de la sociedad respecto de la geomorfología fluvial y del verdadero potencial de sus contribuciones; informar a los mandantes y contratistas involucrados en el manejo y restauración del sistema acerca de los métodos científicos disponibles para ello (Wilcock, 1997) (Ver [pág. 250 a 255](#), [257 a 260](#)).

La geomorfología fluvial vincula la dimensión física de los ríos con su status ecológico: el agua corriente y los substratos constituyen el ambiente físico en el cual se desenvuelven los organismos fluviales (Hynes, 1970). Visto el interés que concita actualmente la ecología, y la importancia del agua fresca como recurso escaso, el manejo sustentable de los recursos hídricos ha pasado a ser una prioridad. La geomorfología fluvial tiene allí un papel que cumplir, y esto está siendo reconocido cada vez más, tanto a nivel de proyectos locales, como a nivel nacional e internacional (Eyquem, 2008).

Para un manejo fluvial exitoso, la toma de decisiones debe ser informada por todas las disciplinas científicas relevantes. La comunidad científica debe involucrarse y hacerse oír, y para hacerse oír, la ciencia debe ofrecer un mensaje que sea no solo correcto sino también simple, directo y coherente (Wilcock, 1997: 454).

Para la geomorfología fluvial aplicada es particularmente importante mantener una comunicación fluida y transparente con sus mandantes, ya que no siempre puede ofrecer certezas. A menos que las limitaciones de las herramientas predictivas que la disciplina ofrece sean claramente comprendidas por todas las partes interesadas, se corre un serio peligro de decepcionarlos (Newson, 2002; Wilcock, 2003), o bien de conducirlos hacia decisiones erróneas (Cao and Carling, 2002; Wilcock, 2003).

El geomorfólogo fluvial. Con el advenimiento de la geomorfología fluvial aplicada, la disciplina ha debido transitar desde el campo de las ciencias básicas descriptivas, al campo de las ciencias aplicadas predictivas, y hasta un ámbito profesional que la involucra con la tecnología y los artefactos utilizados en la resolución de problemas concretos de ingeniería (Rhoads and Thorn, 1996). La geomorfología fluvial no estaba preparada para esto. No solo no se han desarrollado las herramientas predictivas apropiadas, ni protocolos de trabajo estandarizados, sino que en muchos países no hay suficientes profesionales capacitados para atender las nuevas demandas. Detrás de este vacío de profesionales hay también un vacío académico: no se han establecido en el mundo mallas curriculares para la formación de geomorfólogos fluviales. Por otra parte, los geomor-

NO DISPONIBLE

NO DISPONIBLE

Restauración pasiva. La regulación artificial de los flujos es una de las principales causas de la degradación ambiental en los ríos (Ver [pág. 57 a 65](#)), y abordarla como problema es una prioridad del manejo fluvial en todo el mundo (Charlton, 2008: 192). Restablecer el régimen natural de flujos involucra manejar las descargas desde los embalses artificiales de modo a garantizar: (1) caudales mínimos capaces de sustentar los ecosistemas fluviales y ribereños, aun en el estiaje; (2) pulsos similares a las fluctuaciones diarias y estacionales propias del régimen natural de flujos en la región, a fin de permitir la continuidad del transporte de sedimentos, la renovación de los substratos, y las condiciones hidráulicas que acompañan los ciclos de vida en el río; (3) calidad físico-química del agua similar a la que ocurriría naturalmente en ese lugar y en esa estación del año; (4) Inundaciones periódicas comparables con los eventos formativos naturales, cuya recurrencia probable es de aproximadamente 1,5 a 2 años, dependiendo de las características hidrológicas de la región. Esto último sería necesario para controlar el avance de la vegetación acuática y ribereña, y también para rejuvenecer las planas (Charlton, 2008: 193); (5) aportes de sedimentos de fondo compatibles con el régimen natural (los embalses retienen los sedimentos), la manera más sencilla de hacer esto es colocar sedimentos a la salida del embalse para que el agua los recoja ([Anexo 71](#)). Por otra parte, restablecer los regímenes naturales de flujo supone devolver al río las aguas retiradas para usos consuntivos, en condiciones físico químicas apropiadas. Esto último puede ser controversial, particularmente en las regiones en que el agua es escasa (Charlton, 2008: 192).

Otra iniciativa clásica de restauración pasiva es la implementación, restauración, o manejo de franjas ribereñas en las cuales se restaura o se favorece la recuperación de la vegetación natural. Las riberas y la vegetación ribereña tienen gran importancia ecológica: son el hábitat de especies y comunidades ribereñas que migran y se dispersan a través de este hábitat elongado; los suelos y la vegetación ribereña filtran los escurrimientos superficiales y sub-superficiales que ingresan lateralmente a los canales, capturando sedimentos finos y solutos; absorben nutrientes y sustancias químicas en general (Charlton, 2008: 182). Los humedales son particularmente efectivos como filtros de agua en gran escala; la restauración fluvial para calidad de agua suele abordarse creando franjas forestales y humedales ribereños (Soar and Thorne, 2001). Por otra parte, aquello que la vegetación ribereña aporta es esencial para la vida acuática: en el curso superior del sistema, los detritos vegetales son la base de la cadena trófica; los grandes residuos leñosos aumentan la diversidad del hábitat fluvial; los árboles sombream el agua y la mantienen fresca en verano (Miller *et al.*, 2001). La vegetación ribereña también es importante para la morfología de los canales: al colonizar las barras y riberas, estimula el estrechamiento de los canales y el desarrollo de las planas, especialmente en las zonas semiáridas; aumenta la rugosidad de los canales, lo cual retiene los flujos y aumenta la sedimentación; y favorece la estabilidad de las márgenes (Miller *et al.*, *op. cit.*). Restablecer la vegetación natural no es fácil, puede tomar tiempo y suele hacerse por etapas, en las cuales unas especies suceden a otras; sin embargo, su influencia es profunda ([Ver pág. 112 a 119, 151, 209, 213 a 214, 222 a 223](#)).

En los últimos años se ha hecho frecuente instaurar un «corredor erosionable» que devuelve al río su caja o «lecho mayor», al interior del cual puede migrar libremente. Esta solución reemplaza las protecciones de riberas tradicionales (rígidas) y elimina sus efectos adversos, tales como la pérdida de los servicios ecológicos que presta la erosión lateral, la privación de sedimentos, y los costos de las obras (Piégay *et al.*, 2005). La erosión de las márgenes es un fenómeno natural, que aporta nutrientes necesarios para la vida en los ríos, y sedimentos necesarios para la diversidad del hábitat fluvial. Determinar el ancho mínimo del corredor es crítico, Piégay *et al.* (*op. cit.*), describen diversas técnicas para esto: (1) en los canales sinuosos que migran aguas abajo, se utiliza el ancho de la onda meándrica como

medida de corredor; (2) en los ríos que migran lateralmente, se utiliza el ancho de la figura resultante al superponer todas las posiciones que el río ha adoptado en los últimos 10 o 20 años, o bien (4) se define un ancho prudente en base a las tasas de migración lateral del río y la erosionabilidad de las planas; (5) en canales trenzados, que mantienen un eje relativamente estable, el ancho del corredor debe incluir todos los terrenos recientemente erosionados por el río. También se puede recurrir a la simulación computacional, según Piégay *et al.* (*op. cit.*), el modelo bidimensional MRIPA (Modified River Planform Adjustment), desarrollado por Darby *et al.* (2002) sería apropiado para esto. La implementación a permanencia de corredores erosionables es particularmente necesaria en canales «de alta energía», que erosionan sus márgenes como parte de su dinámica natural, y en canales trenzados o inestables. En cauces lateralmente estables representaría solo una medida transitoria, en espera de la recuperación natural de las riberas, o sencillamente una precaución frente a los riesgos que conlleva la erosión (Newson, 2002).

La restauración del «corredor fluvial», que no debe confundirse con el «corredor erosionable», también se ha vuelto frecuente. El corredor fluvial es un caso particular de hábitat en «parche», de forma elongada y capaz de vincular otros parches entre sí. Transversalmente se subdivide en tres partes: (1) el canal fluvial, (2) la planicie inundable del río, (3) las franjas transicionales de altura, que conectan el corredor con el paisaje terrestre circundante (FISRWG, 1998-2001). El corredor fluvial es un hecho ecológico; cualquiera que sea su condición, está ahí y es susceptible de restaurarse. La restauración del corredor fluvial puede ir más allá de la restauración pasiva e incluir intervenciones directas en los canales.

Por último, la forma más sencilla y económica de restauración pasiva consiste en dejar de hacer mantención en los canales que supuestamente lo requieren. En el río Gelsa (Dinamarca), algunos tramos fueron restaurados activamente («re-meanderización» del canal y restablecimiento de la vegetación ribereña), y en otros solo se interrumpió la manutención habitual (dragado y remoción de vegetación acuática). Al cabo de algunos años se pudo comprobar que los resultados eran comparables en ambos casos, tanto en la calidad del hábitat para la trucha marrón, como en la diversidad de los organismos acuáticos y ribereños. La gran diferencia fue que la restauración activa costó 150.000 Euros por kilómetro (Thodsen *et al.*, 2008).

Los ríos poseen gran resiliencia y capacidad de auto-recuperación, por lo cual Rosgen (1996) sostiene que en los sistemas y canales degradados habría un potencial de recuperación cuantificable. Este es el fundamento de toda restauración y es por eso que mucho puede hacerse por el sistema y sus canales sin intervenirlos directamente, tan solo eliminando todo aquello que les impide recuperarse por sí mismos.

Según Palmer *et al.*, (2005), algunas medidas muy eficaces no requieren de grandes estudios previos, sino solo de sentido común: buenas prácticas agrícolas, replantar las riberas y alejar el ganado de los canales, por ejemplo (Anexo 72). Otras acciones, tales como restablecer el régimen natural de flujos, demandan estudios importantes pero son indispensables para recuperar los canales y sistemas fluviales artificialmente regulados.

La recuperación espontánea de un canal deteriorado toma tiempo y difícilmente lo devolverá a su condición primitiva, sin embargo, la morfología y funcionalidad del canal habrá sido restablecida, lo cual permite la recuperación de la diversidad física y biológica que caracteriza la «salud» del río (Charlton, 2008: 193). Por último, Fishernich (2003) lamenta la frecuencia con que los responsables de la planificación territorial descartan las opciones de manejo estratégico y restauración pasiva, en favor de costosos proyectos de reconstrucción de canales, ya sea porque representan menos conflictos de intereses, o por su mera «visibilidad».

NO DISPONIBILE

NO DISPONIBILE

ANEXOS

Anexo 1: En el sistema jerárquico de Horton (1945) los primeros canales son de orden 1, los tributarios de orden «n» comienzan donde se encuentran dos tributarios de orden n-1 y se extienden hasta las nacientes por el tributario más largo (Fig. 1.4). Desafortunadamente, cuando más de un tributario del mismo orden figura en los mapas con similar longitud, se hace necesario decidir arbitrariamente por cuál de ellos se extenderá el orden jerárquico más alto. Esto significa que los análisis de redes (Ej., pendiente promedio para cada orden) realizados con el sistema Horton podrían arrojar distorsiones, particularmente en la parte alta del sistema, que es donde los tributarios están más expuestos a ser numerados arbitrariamente (Leopold, 1994:225). Arthur Strahler (1952, 1964) superó esta dificultad eliminando la extensibilidad de cada orden por sus tributarios más largos: en el sistema Strahler el orden «n» nace en la confluencia de dos tributarios de orden «n-1» y termina en la confluencia siguiente. Este sistema presenta sus propias dificultades: los órdenes altos podrían cambiar según se incluyan o no en el mapa los canales efímeros, las cárcavas y los surcos; el sistema Strahler es sensible al criterio y cuidado con que se definan los primeros canales fluviales (orden 1). El sistema Horton es menos sensible a estos cambios menores en la planimetría; en definitiva ambos sistemas dependen de calidad y de la escala de la cartografía utilizada. Para lograr representaciones y análisis de redes, comparables entre sí, es indispensable estandarizar primero los criterios y procedimientos de campo y cartográficos (Leopold, 1994:227).

Anexo 2: De acuerdo a Rodríguez-Iturbe *et al.* (1992b:4), Shreve (1966), sostiene que en ausencia de controles geológicos estructurales, una población natural de redes de canales sería topológicamente aleatoria. Las redes topológicamente distintas son aquellas cuya representación esquemática proyectada en dos dimensiones, no puede ser continuamente deformada y rotada en el plano de proyección, para hacerlas congruentes. Una población de redes topológicamente aleatorias sería «una población al interior de la cual todas las redes topológicamente distintas con un mismo número de eslabones (canales), o con un mismo número de fuentes, son igualmente probables» (Shreve, *op. cit.*). Sin embargo, el mismo Shreve (*op. cit.*) observó también que «el hecho de que para cada canal de un determinado orden, excepto el primero, deba haber por lo menos dos canales del orden inmediatamente inferior implica que, en el diagrama de Horton que traza el logaritmo del número de canales de cada orden contra el número de orden, los puntos procedentes de todas las redes de canales de un determinado orden y número de fuentes, necesariamente caerán al interior de una región restringida del gráfico en forma de paralelograma, y la mayoría de ellas se agrupará en torno la diagonal más larga de ese paralelograma, la cual reúne los puntos que satisfacen exactamente las leyes de Horton». Esto último indicaría que, como corolario de la definición del número de orden jerárquico de los tributarios, ninguna red arbórea podría alejarse mucho de las series geométricas de las leyes de Horton (Shreve, 1966: 121). Rodríguez-Iturbe *et al.* (1992b:4) concluyen que el hecho de que las redes de canales naturales tiendan a seguir las leyes de Horton, es en realidad una consecuencia de su sistema de ordenamiento.

Anexo 3: La sumatoria de las longitudes acumuladas (L) de los canales aguas arriba de cualquier punto en el sistema, mantiene una relación lineal con la superficie drenada acumulada en ese punto (A) según $\Sigma L = 2,6A^{0,94}$ (Fig. 1.12b). Si el exponente fuese igual a 1 la red mantendría una misma densidad en toda la cuenca (Leopold, 1994: 222). Según Leopold (1994: 221), la relación $L = 1,4A^{0,6}$, entre la longitud de los canales y la superficie que drenan, es válida para muchos sistemas, se mantiene constante a través de todo el sistema, y determina el perfil longitudinal cóncavo característico de muchos ríos (Fig. 1.12a). La pendiente promedio de los canales (S) se mantiene inversamente proporcional a las descargas según $S = (2n-1)^{-0,5}$, siendo «n» el número de orden jerárquico del canal (Rodríguez-Iturbe *et al.*, 1992a)

Anexo 4: Puesto que las ecuaciones de la geometría hidráulica son exponenciales, el comportamiento de un parámetro hidráulico depende fundamentalmente del valor de su correspondiente «exponente hidráulico». Los exponentes **b** (ancho), **f** (profundidad), **m** (velocidad), describen

tanto la geometría del canal como su resistencia a la erosión asociada a la forma y características materiales de su lecho y paredes laterales. Por ejemplo, en un lecho amplio y somero el ancho aumentará rápidamente con las descargas; un canal encajado (atrincherado) con paredes verticales (muy cohesivas) mantendrá valores bajos para **b**, pero su profundidad aumentará rápidamente lo cual se reflejará en **f** (profundidad) (Leopold, 1994:170). Puesto que la descarga o caudal (**Q**) es igual a la velocidad de flujo (**u**) multiplicada por la sección, $Q = w d u$, siendo **w** el ancho y **d** la profundidad del canal, por lo tanto los exponentes $b+f+m=1$ (Leopold, 1994: 169).

A partir de datos de campo (empíricamente) se han determinado valores de los coeficientes hidráulicos para una multitud de casos en todo el mundo (Leopold, 1994:169). Aunque estos valores varían considerablemente, incluso al interior de una misma cuenca, el exponente de ancho **b** es el más consistente y mantiene una relación estable con la raíz cuadrada de las descargas (Leopold, 1994:177). A pesar de la variabilidad de los valores, Leopold (1994: 176) ofrece los siguientes valores promediados como referencia.

<i>Exponente hidráulico</i>	<i>“en una estación”</i>	<i>“aguas abajo”</i>
b (ancho)	0,26	0,50
f (profundidad)	0,40	0,40
m (velocidad)	0,34	0,10

Según Soar y Thorne (2001), los valores empíricos para estos coeficientes han probado su validez predictiva, dentro del ámbito del cual provienen los datos, y tienden a ser corroborados desde la teoría.

Anexo 5: Definiciones para algunas cuantías fundamentales en mecánica.

Fuerza: es una magnitud asociada a una dirección y sentido (magnitud vectorial), que aplicada a un objeto tiende a deformarlo o bien a desplazarlo. La magnitud de la fuerza es el producto de la masa (kg) por la aceleración (m/s^2), la unidad de fuerza en el sistema internacional de unidades (SI) es el Newton (N), aunque frecuentemente se usa el kilogramo–fuerza (kgf), equivalente al peso de un kilogramo sometido a la aceleración de la gravedad ($g=0,98m/s^2$).

- » **Presión:** es una fuerza (N) aplicada sobre una superficie (m^2), la unidad de medida (SI) es el Pascal (Pa), $1Pa=1N/m^2$. La fuerza tangencial o tensión de corte que el agua en movimiento aplica sobre la superficie del cauce (τ_0) se mide en unidades de presión.
- » **Trabajo:** es masa (kg) desplazada a través de una distancia (m) mediante una fuerza (N). La unidad (SI) es el julio (J), equivalente al trabajo realizado por una fuerza de un Newton en un metro ($1J=1N.m$). Mover agua y sedimentos a través de los canales representa trabajo.
- » **Energía mecánica:** es la capacidad para ejecutar trabajo. Ejecutar trabajo expende energía y ambos se miden en las mismas unidades, el julio (J) en el sistema internacional (SI).
- » **Potencia:** es la tasa de expendio de energía o la tasa de trabajo. La potencia es masa (kg) desplazada a través de una distancia (m) en un período de tiempo (s), y se mide en vatios (w), equivalentes a un julio por segundo. La potencia es la tasa de expendio de energía, muy importante en relación con la capacidad de erosión y transporte del agua corriente.
- » **Potencia del río (stream power):** es una medida de potencia por unidad de longitud del canal (w/ml), frecuentemente utilizada para caracterizar su capacidad de transporte. Esta «potencia unitaria disponible» (Ω) depende de la inclinación de la superficie del agua (S), similar a la inclinación del lecho del cauce, de la descarga (Q), de la aceleración gravitacional (g), y de la densidad absoluta del fluido (ρ), según la expresión $\Omega = \rho g Q S$.
- » **Potencia específica del río (specific stream power):** es la potencia del río, promediada por unidad de superficie del lecho, y se la utiliza para comparar la potencia disponible en canales de distinto tamaño. La potencia específica (w/m^2) se designa (ω) y se la obtiene dividiendo la potencia total por la superficie del lecho: $\omega = \Omega / W$, siendo **W** el ancho del río y considerando un metro de longitud (Charlton, 2008: 94). La potencia total y la potencia específica varían a través de varios órdenes de magnitud, a lo largo de un mismo sistema y también en sistemas distintos. En Gran Bretaña se han registrado potencias específicas menores que $10 w/m^2$ en ríos de llanuras, y de hasta $1000 w/m^2$ en canales de montaña, durante eventos de precipitaciones abundantes (Ferguson, 1981).

Anexo 6: En la turbulencia, las transferencias de momento a escala supra-molecular, entre «paquetes» o «bolsones» de agua, genera una «viscosidad aparente» conocida como viscosidad turbulenta (eddy viscosity). En apariencia, esta viscosidad turbulenta incrementa la viscosidad del agua, pero no es una propiedad del fluido, es una condición del flujo. La viscosidad turbulenta se designa ϵ (eta) y es difícil de predecir y de modelar puesto que varía dependiendo del tipo de turbulencia. Recientemente ϵ ha sido objeto de mucha investigación (Charlton, 2008:86-87).

Anexo 7: Las fuerzas de fricción contra el lecho se transmiten a través del fluido en forma decreciente, según nos alejamos de las paredes del cauce. Esto ocurre porque el fluido es viscoso y a través de la fricción interna del fluido se transmite el momento lineal, ímpetu o momentum, entre las «partes» del fluido que avanzan a velocidades distintas. El momento lineal es expresión de la cantidad de movimiento: masa por velocidad en un instante determinado (kg m/s). En un fluido ideal (superfluido), de viscosidad nula, todo el fluido se desplaza a la misma velocidad, con excepción de una mínima capa de moléculas adheridas a la frontera del cauce (Charlton, 2008:85). En el flujo laminar, la transmisión de momento lineal ocurre por el intercambio de moléculas entre las capas (difusión molecular): las moléculas aceleradas que ingresan en un entorno más lento tienden a aportar ímpetus, y viceversa (Charlton, 2008:86). En flujo turbulento el intercambio de tensiones es mucho más eficiente ya que ocurre a una escala mayor: al interior de la turbulencia se intercambian «paquetes» del fluido con velocidades diferentes, esto equivale a una mayor «mezcla» de las partes al interior del fluido y se conoce como difusión turbulenta.

Anexo 8: En canales que mantienen una velocidad de flujo constante, la fuerza gravitacional ($m\mathbf{gS} = \rho A L \mathbf{gS}$) se equilibra con la resistencia ejercida por el lecho y las paredes del cauce ($\tau_0 LP$), de manera que $\rho A L \mathbf{gS} = \tau_0 LP$, siendo m la masa de agua, \mathbf{g} la aceleración gravitacional, S gradiente de energía, muy similar a la pendiente del canal, ρ la densidad del fluido, A la sección del canal, L el largo del canal, P el perímetro mojado, y τ_0 la tensión de corte total en la frontera. Redisponiendo la fuerza en la ecuación anterior, llegaremos a la ecuación de Du Boys $\tau_0 = \rho \mathbf{gRS}$, siendo R el radio hidráulico. En canales naturales cuyo ancho es mucho mayor que su profundidad media $R=d$, y puede usarse la expresión $\tau_0 = \rho \mathbf{gdS}$ (Montgomery & Buffington, 1998).

Anexo 9: En la capa de flujo viscoso, el perfil de velocidades aumenta de manera lineal al alejarnos de la frontera: el gráfico de esta relación es una recta cuya inclinación llamaremos b . Se ha demostrado que $b = 2,5 v^*$, siendo v^* una cuantía llamada velocidad cortante, que relaciona la gradiente de velocidades y la tensión cortante cercanas al lecho ($v^* = \sqrt{\tau_0 / \rho}$), siendo τ_0 la tensión de corte en el lecho y ρ la densidad del fluido. Si reemplazamos v^* en la ecuación anterior, esta queda como $b = 2,5 \sqrt{\tau_0 / \rho}$, y por lo tanto $T_0 = (b / 2,5)^2$. Conociendo el valor de b (en cualquier segmento de la recta) es posible determinar la tensión de corte en el lecho, utilizando la llamada ley logarítmica de la pared (Charlton, 2008: 89).

La ley logarítmica de la pared (logarithmic law of the wall) establece que, en la zona turbulenta del perfil de flujo, las velocidades promedio aumentan al alejarnos de la pared según la relación: $v_y = b \ln(y / y_0)$, siendo v_y la velocidad promedio de flujo a la altura « y » sobre el lecho; y_0 es la altura estimada por sobre el lecho en la cual la velocidad del fluido es igual a cero. Esta última altura depende de la «altura de rugosidad» (roughness height) del lecho, la cual aumenta con el tamaño del sedimento. En flujos hidráulicos tranquilos (smooth flow) el grano está inmerso en la sub-capa laminar, por lo cual y_0 es independiente de la altura de rugosidad, aunque se ha observado que disminuye con el aumento de la tensión de corte en el lecho (Richards, 1982). En flujos rugosos ($Re^* > 70$), y_0 es proporcional al tamaño del grano por lo que se puede a partir de un tamaño de la granulometría característica, en material multigranular $y_0 = 0,0033 D_{65}$, siendo D_{65} el tamaño para el cual el 65% de los granos es menor en una muestra representativa del substrato (Charlton, 2008:89).

La ley logarítmica de la pared parte de la presunción de que la tensión cortante del fluido en proximidad al lecho es muy similar a la tensión cortante en el lecho. Presume también que la altura de mezclado (mixing length) varía desde el lecho hacia arriba en forma lineal, lo cual se representa mediante el factor 2,5 (constante). Estas presunciones hacen que la ecuación sea aplicable solo en

NO DISPONIBLE

NO DISPONIBLE

TEXTOS INTRODUCTORIOS

De entre los textos introductorios en idioma inglés, *A View of the River*, de Luna B. Leopold (1994) perdurará como un clásico de la disciplina. Escrito con soltura y seguridad, sus páginas nos traen toda la experiencia y conocimiento acumulados en una vida de trabajo, por parte de una de las personalidades fundadoras de la geomorfología fluvial.

Un excelente texto introductorio, muy accesible y completamente al día es *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*, de Rosemary (Ro) Charlton (2008). *Fundamentals of Fluvial Geomorphology* es la fuente más citada en este trabajo.

Fluvial Processes in Geomorphology, de Leopold, Wolman and Miller (1964), es quizás el texto que inaugura la geomorfología fluvial como disciplina especializada. No es un texto de nivel introductorio pero es accesible y sigue completamente vigente.

El manual de restauración fluvial del Cuerpo de Ingenieros del Ejército de los Estados Unidos de América (USACE) *Channel Restoration Design for Meandering Rivers*, elaborado por Philip J. Soar y Colin R. Thorne (2001), aborda casi todos los aspectos de la disciplina en bastante profundidad y de manera muy clara. Es un excelente trabajo para consulta más avanzada.

Como texto de geomorfología general, recomendamos *Fundamentals of Geomorphology*, de Richard J. Huggett (2003), que pone los procesos fluviales y geomórficos en general, en una perspectiva evolutiva. Este trabajo fue reeditado en el año 2007, en una versión corregida por su autor.

BIBLIOGRAFÍA CITADA

- Allan J.D., 1995: Stream Ecology – Structure and Function of Running Waters. *Chapman and Hall, London*.
- Allan James L., 2004: Sediment Transfer through the Fluvial System. *Proceedings of the Moscow Symposium, August 2004. IAHS Publ. 288*.
- Allen J.R.L., 1983: A Simplified Cascade Model for Transverse Stone–Ribs in Gravelly Streams. *Proc. R. Soc. Lond. A* 385: 253-266.
- Alexander J., Bridge J., Leeder M.R., Collier R.E.I., and Gawthorpe R.L., 1994: Holocene Meander–Belt Evolution in an Active Extensional Basin, Southwestern Montana. *Journal of Sedimentary Research, Vol. 64: 543-559*.
- Almedeij J.H. and Diplas P., 2003: Bedload Transporte in Gravel Beds with Unimodal Sediment. *J. Hydraul. Eng. 129, Vol. 129: 896-904*.
- Alsldorf D., Fu L.L., Mognard N., Cazenave A., Rodriguez E., Chelton D., and Lettenmair D., 2007: Measuring Global Oceans and Terrestrial Freshwater From Space. *Eos, Vol. 88, No. 24, 12 June 2007: 253, 257*.
- Anderson, R.J., Bledsoe, B.R. and Hession, W.C. 2004: Width of streams and rivers in response to vegetation, bank material, and other factors. *Journal of the American Water Resources Association Vol. 40: 1159–1172*.
- Andrews E.D., 1983: Etrainment of Gravel from Naturally Sorted Riverbeds Material. *Geological Society of America Bulletin, Vol. 94: 1225-1231*.
- Andrews E.D., and Erman D.C., 1986: Persistence in the Size Distribution of Surficial Bed Material During an Extreme Snowmelt Flood. *Water Resources Research, Vol. 22: 191-197*.
- Andrews E.D., 1980: Effective and Bankfull Discharges of Streams in the Yampa River Basin, Colorado and Wyoming. *Jour. Hydrol. Vol. 46 311-330*.
- Annable W.K., 1995: Morphological Relationships of Rural Water Courses in Southwestern Ontario for use in Natural Channel Designs. *Master of Science Thesis, The University of Guelph, School of Engineering, Guelph, Ontario, Canada*.
- Ashmore P.E., 1991: How do Gravel Bed Rivers Braid? *Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 28: 326-341*.
- Ashworth P.J., and Ferguson R.I., 1989: Size Selective entrainment of Bedload in Gravel Bed Streams. *Water Resources Research, Vol. 25: 627-634*.
- Atabay, S., Knight, D.W. and Seckin, G. 2005: Effects of over bank flow on fluvial sediment transport rates. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers–Water Management Vol.158, 25–34*.
- Bagnol R.A., 1955: Some Flume Experiments on Large Grains but Little Denser than the Transporting Fluid and their Implications. *Proc. Inst. Civil Engrs. (3): 174-205*.
- Bagnol R.A., 1960: Some Aspects of the Shape of River Meanders. *United States Geological Survey, Professional Paper 282 E*.

NO DISPONIBLE

NO DISPONIBLE