



# RÍOS

LUNA LEOPOLD

Los ríos son los medios y las rutas por las cuales los productos de la erosión continental son transportados a los océanos del mundo. Excepto en las áreas más áridas, cae más agua en forma de precipitaciones que la que se libera por evaporación y transpiración de la superficie de la Tierra a la atmósfera. De este modo hay un exceso de agua, el cual debe fluir al océano. Los ríos, entonces, son las rutas por las cuales este exceso de agua fluye hasta el último nivel de base. El exceso de la precipitación sobre la evaporación y la transpiración provee el caudal de ríos y

manantiales, recarga los mantos acuíferos y constituye el suministro mediante el cual el hombre obtiene agua para sus necesidades.

El exceso de la precipitación sobre lo que se libera a la atmósfera por evapotranspiración es un porcentaje sorprendentemente pequeño del promedio de la precipitación. La cantidad promedio de agua que cae en forma de precipitación sobre los Estados Unidos de América anualmente es de 30 pulgadas (760 mm). De esta caída total, 21 pulgadas (530 mm) regresan a la atmósfera en forma de vapor de agua a través de pro-

cesos de evaporación y transpiración de las plantas. El sobrante de nueve pulgadas (230 mm) representa el exceso que contribuye al caudal de los ríos.

Destaca que cerca del 40% de la afluencia de la parte continental de los EE.UU. es transportada solamente por el río Mississippi. La infiltración profunda de los mantos acuíferos al océano no se conoce pero se cree que es bastante pequeña, probablemente mucho menos de 0.1 pulgadas (2.5 mm) al año.

Habrà de notarse que para el àrea del suelo del continente el ciclo del agua se equilibra: crédito, 30 pulgadas (760 mm) de precipitación; débito nueve pulgadas (230 mm) de afluencia más 21 pulgadas (530 mm) transferidas a la atmósfera. Sin embargo, observando la atmósfera el presupuesto parece estar fuera de balance porque 30 pulgadas (760 mm) son entregadas a la tierra en forma de lluvia y nieve pero sólo 21 pulgadas (530 mm) son devueltas como vapor de agua por evaporación y transpiración. Esto significa que nueve pulgadas (230 mm) de humedad son transportadas de los océanos al continente para equilibrar la descarga de los ríos en el mar. Se estima que cada año la atmósfera hace llegar al territorio de los Estados Unidos de América alrededor de 150 pulgadas (3,800 mm) provenientes de los océanos y devuelve 141 pulgadas (3,580 mm).

Una gran cantidad del agua que aparece como el caudal de un río no es remitida a sus cauces inmediatamente después de caer como precipitación. Un gran porcentaje del agua que cayó se infiltra en el suelo y fluye subterráneamente hacia los cauces de los ríos. Esto provee, entonces, una forma de almacenamiento o regulación que mantiene el flujo de la corriente durante los lapsos que no hay tormentas o los periodos secos. Cuando observamos agua corriendo en un riachuelo o en un río durante periodos de clima soleado brillante es obvio que la descarga representa agua que había caído durante épocas de tormentas previas y había sido almacenado en las rocas y en los materiales del suelo de la cuenca hidrográfica.

Las nueve pulgadas (230 mm) de afluente anual promedio de los ríos de los Estados Unidos de América significan una gran cantidad de agua. Si pudiera visualizarse como un caudal uniforme durante todo el año, lo que en realidad no es así, alcanzaría  $1.4 \times 10^{11}$  galones al día ( $5.3 \times 10^{11}$  litros al día). De hecho, la afluencia es altamente errática en tiempo y en distribución geográfica. En grandes áreas de esta nación un importante porcentaje del flujo total tiene lugar durante el final de la primavera o a inicios del verano, el periodo durante el cual el agua que se había ido acumulando a lo largo del invierno como nieve aparece como afluente de agua derretida.

Aunque la cantidad de agua llevada del continente a los océanos cada año es grande, también lo es la extensión total de los cursos de agua. El autor ha estimado que la extensión total de los cauces de los ríos en los Estados Unidos de América, incluyendo a todos los riachuelos menores y arroyos, alcanza cerca de 3,000,000 de millas (4,800,000 kilómetros). El cuadro 1 muestra la extensión bruta estimada de cursos de agua de varios tamaños en los EE.UU., así como el número de dichos cursos y su extensión promedio.

Este cuadro presenta estimados basados en las relaciones geométricas entre factores de sistemas fluviales. Las cifras se obtuvieron de muestras extrapoladas para cubrir en su totalidad a los Estados Unidos de América y abarcan el 97% del área continental de esta nación.

Resulta extraño que la mayoría de los estadounidenses probablemente nunca haya oído acerca de los grandes ríos del mundo. El cuadro 2 presenta un listado de los ríos más grandes de cada continente, aunque Europa está separada de Asia por una cuestión de claridad. Los diez ríos que desagan las áreas más grandes están indicados con números en la columna izquierda, estos números representan el rango en términos del área de drenaje. Esta lista de diez incluye cinco que son mencionados ocasionalmente, los ríos Yenisei, Obi, Lena, Amur y Paraná. Cuatro de ellos

CUADRO 1. NÚMERO Y EXTENSIÓN DE CAUCES DE RÍOS DE VARIOS TAMAÑOS  
EN LOS ESTADOS UNIDOS DE AMÉRICA EXCLUYENDO LOS TRIBUTARIOS DE ORDEN MENOR

ORDEN <sup>1</sup>	NÚMERO	EXTENSIÓN PROMEDIO (MILLAS)	EXTENSIÓN TOTAL (MILLAS)	ÁREA MEDIA DE DRENAJE, INCLUYENDO TRIBUTARIOS (MILLAS <sup>2</sup> )	RÍO REPRESENTATIVO DE CADA TAMAÑO
1 <sup>2</sup>	1,570,000	1	1,570,000	1	
2	350,000	2.3	810,000	4.7	
3	80,000	5.3	420,000	23	
4	18,000	12	220,000	109	
5	4,200	28	116,000	518	
6	950	64	61,000	2,460	
7	200	147	30,000	11,700	R. Allgheny
8	41	338	14,000	55,600	R. Gila
9	8	777	6,200	264,000	R. Columbia
10	1	1,800	1,800	1,250,000	R. Mississippi

NOTAS: **1** La definición es la de Strahler: Orden 1 es cauce sin tributarios; orden 2 es cauce con tributarios sólo de orden 1, e incluye únicamente el segmento longitudinal entre entronques río arriba de cauce de orden 1 y entronques río abajo con otro cauce de orden 2. **2** El tamaño del cauce de orden 1 depende de la escala de los mapas utilizados; estos números de orden están basados en la determinación del orden más pequeño usando mapas de escala 1:62,500.

están en la Unión Soviética, región que ciertamente tiene ríos mayores que los Estados Unidos de América, China y Brasil juntos. La ubicación general de estos diez grandes ríos se muestra en el mapa mundi de la página siguiente (figura 1).

Mucho se podría escribir sobre el caudal de los ríos: el régimen estacional, la ocurrencia y movimiento de ondas de una crecida, la química de las aguas de los ríos y un sinnúmero de otros temas que hacen de la hidrología de ríos un terreno válido para la búsqueda de la investigación científica fundamental. En este trabajo nos limitaremos a la descripción de la forma de los ríos y los sistemas fluviales.

Los tres millones de millas (4,800,000 de kilómetros) de cursos de agua que existen en los EE.UU. varían ampliamente en tamaño y tienen lugar en una gran cantidad de circunstancias topográficas y geológicas. In-

cluidas en esta cifra de extensión total están aquellas corrientes de altas montañas que condensan la belleza de la naturaleza, los cauces sucios y llenos de basura que a menudo corren a través de nuestras ciudades y los majestuosos pero turbios grandes ríos que fluyen en los extensos valles centrales de los Estados Unidos de América y las extensas llanuras de su planicie costera.

Podríamos suponer entonces, por la variedad de ambientes geográficos y geológicos a través de los cuales estos cauces están labrados, que existiría una variedad tal de tipos de ríos que poco podría decirse acerca de las características de los ríos en general. Cada situación geográfica podría suponerse que tiene su propio tipo especial de río y cada una sería una ley en sí misma.

De hecho, la sutil pero extensa unidad que hay entre los ríos, a pesar de la tremenda diversidad, es

FIGURA 1. MAPA CON LA UBICACIÓN GENERAL DE LOS DIEZ RÍOS MÁS GRANDES DEL MUNDO



probablemente la característica más importante de los sistemas fluviales.

La unidad no sólo se muestra por las importantes similitudes entre los ríos en diferentes escenarios, sino también por una sorprendente organización de los sistemas fluviales. Esto en parte es resultado de un delicado balance entre las fuerzas de la erosión y las fuerzas de resistencia.

Las características de los sistemas de ríos que pueden utilizarse para demostrar la unidad entre formas caen dentro de tres categorías generales el cauce del río, el valle del río y la red hidrográfica —el térmi-

no que se aplica al sistema de cursos de agua que ramifican a los tributarios más pequeños.

El primer aspecto y el más importante del cauce del río es que se forma y se mantiene por sí mismo. El agua que corre esculpe el cauce por el cual pasa. El agua moldea la profundidad, el perfil transversal, la configuración del área y el perfil longitudinal.

Los cauces de ríos existentes han tenido una historia en muchos aspectos análoga a la de una especie en el mundo de la biología. Un río existente es el sucesor de uno anterior, el cual en su momento se originó, a su vez, de un progenitor. La secuencia se

TABLA 2. GRANDES RÍOS DEL MUNDO <sup>1</sup>

RANGO EN ORDEN DE ÁREA DE DRENAJE	RÍO	PAÍS	ÁREA DE DRENAJ (MILES DE MILLAS CUADRADAS)	DESCARGA PROMEDIO EN LA DESEMBOCADURA (MILES DE PIES CÚBICOS POR SEGUNDO)
<i>Asia</i>				
5	Yensiei	U.R.S.S.	1,000	614
6	Obi	U.R.S.S.	959	441
7	Lena	U.R.S.S.	936	547
9	Yangtse	China	750	770
10	Amur	U.R.S.S.	712	338
	Ganges	India	409	660
	Brahmaputra	E. Pakistán	361	700
	Indo	O. Pakistán	358	196
	Mekong	Tailandia	310	390
	Hoang Ho (Amarillo)	China	260	116
	Kolima	U.R.S.S.	249	134
	Shatt-el Arab <sup>2</sup>	Irak	209	51
	Irawady	Birmania	166	479
	Indiguirka	U.R.S.S.	139	64
	Krishna	India	119	69
	Godavari	India	115	127
	Salween	Birmania	108	53
	Yana	U.R.S.S.	95	35
	Pyasina	U.R.S.S.	74	90
	Sankai (Si)	China	46	127
<i>Europa</i>				
	Danubio	Rumania	315	218
	Dniéper	U.R.S.S.	194	59
	Dvina (Septentrional)	U.R.S.S.	139	124
	Pechora	U.R.S.S.	126	144
	Neva	U.R.S.S.	109	92
	Fistula	Polonia	76	38
	Rin	Países bajos	56	78
	Rhone	Francia	37	59
	Po	Italia	27	51

TABLA 2. GRANDES RÍOS DEL MUNDO

RANGO EN ORDEN DE ÁREA DE DRENAJE	Río	PAÍS	ÁREA DE DRENAJ (MILES DE MILLAS CUADRADAS)	DESCARGA PROMEDIO EN LA DESEMBOCADURA (MILES DE PIES CÚBICOS POR SEGUNDO)
<i>África</i>				
2	Congo	Congo	1,550	1,400
4	Nilo	Egipto	1,150	100
	Zambeze	Mozambique	500	250
	Niger	Nigeria	430	215
<i>Norteamérica</i>				
3	Mississippi <sup>3</sup>	E.E.U.U.	1,244	611
	Mackenzie	Canadá	697	280
	St. Lawrence	EE.UU. y Canadá	498	500
	Nelson	Canadá	414	80
	Yukón	Canadá	360	180
	Columbia	EE.UU.	258	256
	Fraser	Canadá	92	113
	Mobile	EE.UU.	42	58
	Susquehanna	EE.UU.	28	38
<i>Sudamérica</i>				
1	Amazonas	Brasil	2,231	<sup>4</sup>
8	Paraná	Argentina	890	526
	Tocantins	Brasil	350	360
	Orinoco	Venezuela	340	600
	Sao Francisco	Brasil	260	100
	Magdalena	Colombia	93	265
	Uruguay	Argentina y Uruguay	90	136

Nota.- Este cuadro incluye solamente ríos que descargan más de 35,000 pies cúbicos por segundo (10,000 m<sup>3</sup> por segundo) en la desembocadura. No incluye muchos ríos como el Colorado, por ejemplo, que drena grandes áreas en un clima árido y por consiguiente descarga relativamente poco agua.

1 Ríos con una descarga promedio de 35,000 pies cúbicos por segundo o más, tomando la información recopilada como parte de un estudio sobre afluentes de sólidos disueltos en todo el mundo.

2 Los ríos Tigris, Eufrates y Karun.

3 Incluye al río Atchafalaya.

4 De tres millones a cuatro millones de pies cúbicos por segundo.

extiende en el pasado hasta los tiempos en que el área continental que ahora es drenada por el río se encontraba bajo el océano.

Por lo general no puede decirse que el cauce de un río haya sido formado, y no puede especificarse el tiempo particular o el lugar de origen de un río determinado. Antes bien es mejor pensar que un río ha evolucionado a través del tiempo geológico, y que los procesos de cambio que podrían observarse en el presente son realmente los mismos procesos por los cuales esta evolución tuvo lugar. Los cambios a lo largo de la historia del río en tiempo geológico fueron producidos por cambios en las condiciones externas, tales como un cambio climático (incluyendo una glaciación), un cambio en la elevación de la masa continental y los cambios concomitantes en la vegetación, en la tasa y los tipos de erosión y en las cantidades y tipos de materiales que corren por la influencia de la gravedad hacia el nivel base, el océano.

Las fuerzas involucradas en formar y mantener al cauce están relacionadas con la corriente del fluido. El paso del fluido ejerce una fuerza erosiva en ambos, el lecho y la orilla, y es este abrirse paso mediante la fuerza erosiva lo que causa que las partículas contenidas en el lecho y la orilla sean arrastradas por el agua, mediante empuje, rodamiento y rebote. Esta porción de escombros transportados es lo que se conoce como carga de fondo. La misma fuerza erosiva crea los turbulentos remolinos en el fluido que corre y que arrastran algunas partículas de material y las arrojan en la masa principal del fluido, transportándolas de esta manera como carga en suspensión.

La transportación de escombros de sedimento por parte de los ríos al océano es un fenómeno conocido por todos. Es mucho menos conocido el que la cantidad de materiales disueltos llevados por los ríos al océano es también muy grande. Puesto que el proceso de transportación no es visualmente evidente, ni obvios los depósitos de materiales disueltos, es difícil



visualizar que un poco más de la mitad de todos los materiales acarreados por el agua de los ríos del continente al océano es transportado como carga disuelta. Este hecho fue verificado cuantitativamente en resultados publicados recientemente por Durum, Heidel y Tison, quienes describen un proyecto internacional diseñado para tomar una muestra de la carga disuelta de los grandes ríos del mundo.

La fuerza erosiva por la cual el fluido se abre paso moldea el cauce del río. De una manera general puede visualizarse que si un cauce fuera muy profundo y muy angosto la acción erosiva en los lados del cauce sería mucho mayor que en su lecho. Parece lógico que, como resultado, en dicho cauce habría una tendencia por parte de la erosión a presentarse a lo largo de las orillas, mientras que a lo largo del lecho habría una tendencia por fuerza erosiva insuficiente a llevarse el material erosionado. Un cauce como tal se ensancharía y se volvería menos profundo.

Se puede pensar en un extremo opuesto puede ser visualizado, en el cual un cauce fuera muy ancho y poco profundo. La gran extensión del lecho expuesta a la acción erosiva de la corriente tendería a erosionarse y así a degradar el lecho, estableciendo con el tiempo un cauce de una anchura bastante modesta aunque con mayor profundidad. En efecto, si tal acción tiene lugar, para la relación anchura–profundidad de los ríos de tamaño comparable se tiene una gran consistencia.

Si la fuerza erosiva en las orillas del cauce es suficiente para superar la cohesión de los materiales de la orilla, la erosión tiene lugar, y las partículas erosionadas son arrastradas de su posición original y se convierten en parte de los materiales del lecho, ya sea para ser removidos o temporalmente alojados. En el lecho de un arroyo la abrasión tiene lugar cuando la fuerza erosiva excede un valor crítico, y esto ocurre durante la presencia de caudales relativamente altos. Cuando el caudal resulta bajo es común que las fuerzas erosivas del lecho sean suficientemente pequeñas para que los materiales del lecho no sean removidos. La abrasión, entonces, sucede principalmente durante descargas altas. Los periodos de tiempo relativamente largos representados por caudales modestos y bajos son periodos de poco movimiento del material del lecho.

Un río incrementa su tamaño en su trayecto por causa del crecimiento del área de escurrimiento al entrar los tributarios. Este incremento de tamaño se manifiesta no sólo en la cantidad de agua (descarga) sino también mediante el incremento en la anchura y la profundidad del cauce. Para ajustar un aumento en la descarga resultado de la entrada de tributarios, el cauce podría crecer en anchura o en profundidad, o el incremento del caudal podría lograrse por un aumento en la velocidad del caudal. Puesto que la descarga (pies [metros] cúbicos por segundo) es el producto del área de sección transversal multiplicada por la velocidad

$$Q = av$$

y el área es el ancho multiplicado por la profundidad

$$Q = wdv$$

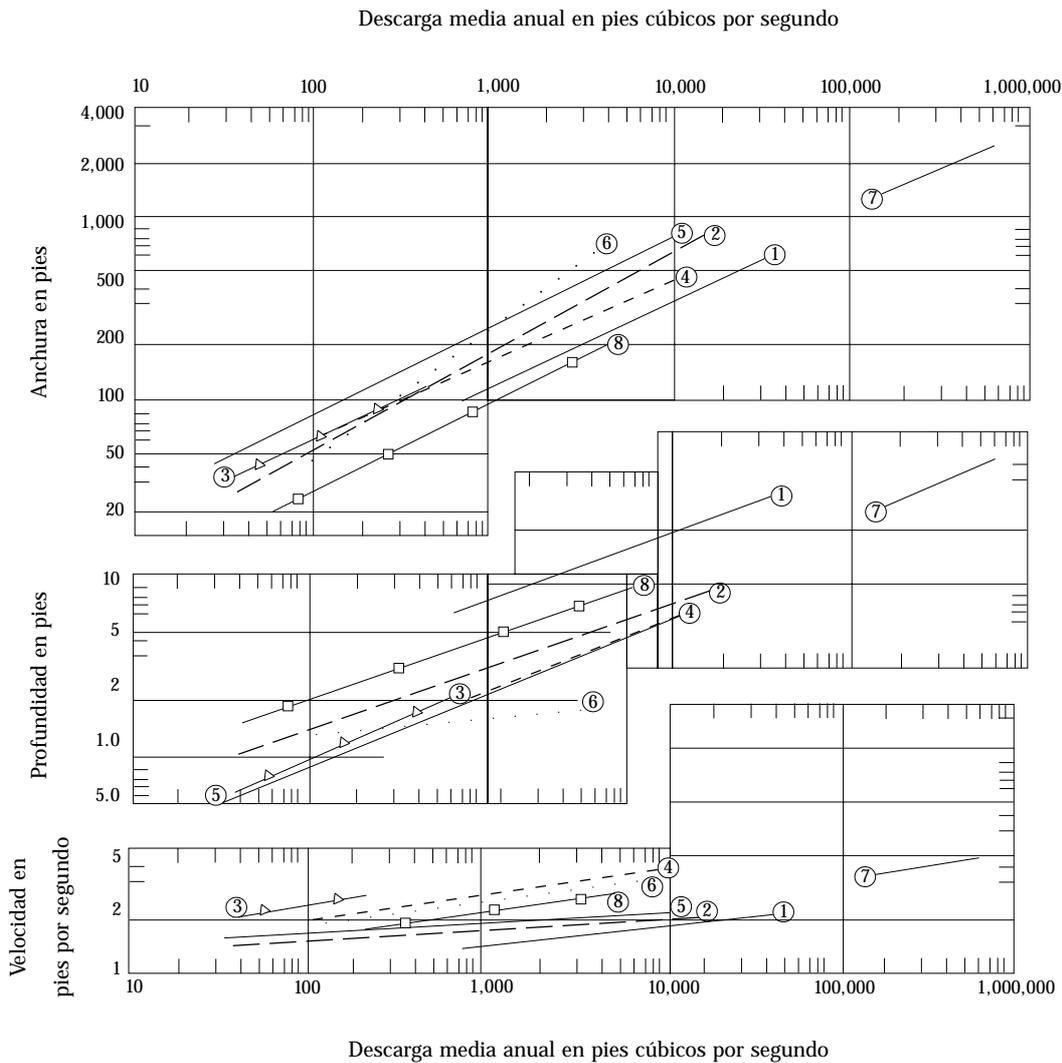
un incremento en la descarga podría ajustarse mediante un incremento en cualquiera de estos tres factores o por alguna combinación de ellos.

En realidad, el incremento es casi siempre dividido entre estos tres parámetros de la misma manera. La figura 2 presenta datos para una cantidad de sistemas fluviales para los cuales están marcados, en contraste con incrementos de descarga río abajo, valores de profundidad media, anchura media y velocidad media. El paralelismo de las líneas en cada diagrama muestra que los porcentajes de incremento con descarga son similares entre varios ríos.

La anchura aumenta río abajo más rápido que la profundidad, y la profundidad más rápido que la velocidad, siendo la última casi constante a lo largo de la extensión del río. El incremento en la proporción anchura–profundidad puede observarse en la figura 3, en la cual se han dibujado secciones transversales de cinco cauces los cuales aparecen sin exageración en escala vertical aunque a diferentes escalas de manera que las anchuras aparecen iguales en la dicha figura. En realidad el riachuelo representado en el esquema superior tiene una anchura de sólo 24 pies (7.2 m) en tanto que el río del esquema inferior es uno grande que tiene una anchura de 1,153 pies (346 m).

Durante mucho tiempo se pensó que la velocidad del agua de un río disminuía río abajo. Esta suposición estaba basada en el hecho de que la pendiente del río disminuye río abajo y, generalmente, el tamaño del material del lecho también ve reducida la cantidad de piedras grandes o guijarros en las fuentes de los ríos a arena, sedimentos de lodo o arcilla en las partes río abajo de los grandes ríos. Por mucho tiempo se argumentó, sin hacer referencia a mediciones, que la supuesta disminución río abajo en la velocidad del agua estaba relacionada causalmente con la inhabilidad de un río para transportar material grueso en el gradiente

FIGURA 2. ANCHO, PROFUNDIDAD Y VELOCIDAD EN RELACIÓN A DESCARGAS ANUALES MEDIAS  
E INCREMENTOS EN LA DESCARGA RÍO ABAJO EN VARIOS SISTEMAS DE RÍOS



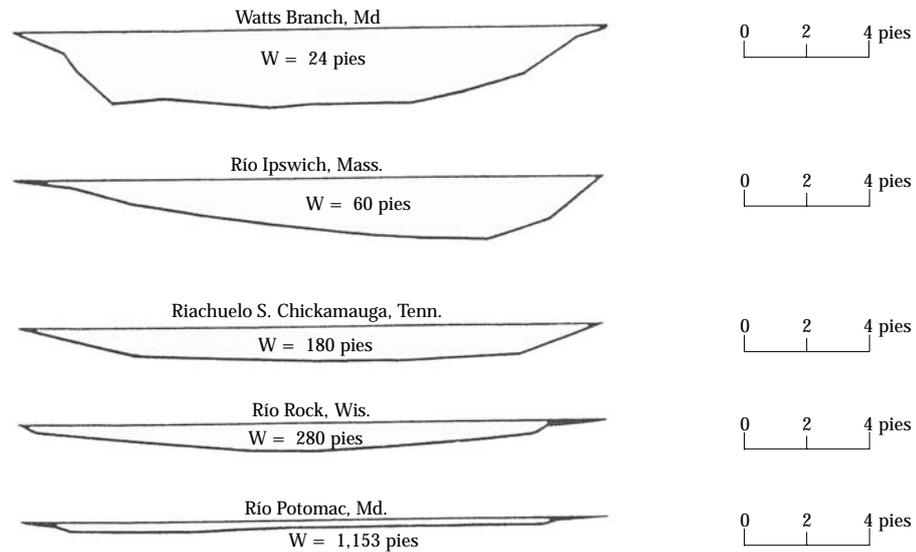
ARROYOS Y UBICACIÓN

- |  |   |
|--|---|
| 1 ————— Tombigbee (Ala.)               | 5 ————— Republican-Kansas (Kan.)        |
| 2 — — — — — French Broad (N.C.)        | 6 ··········· Loup (Nebr.)              |
| 3 —△—△— Belle Fourche (Wyo.)           | 7 ————— Mississippi, tronco principal   |
| 4 - - - - - Yellowstone-Bighorn (Wyo.) | 8 —□—□— Canales de irrigación de Madrás |

plano existente en tramos rectos río abajo. Los riachuelos de las montañas parecen correr más rápidamente que el agua profunda de los grandes ríos, pero la apariencia del agua corriente es una prueba de la

movilidad más que de la velocidad de la corriente. Cuando mis colegas y yo demostramos mediante mediciones que, de hecho, la velocidad tiende a aumentar o permanece constante río abajo en la mayoría de

FIGURA 3. SECCIÓN TRANSVERSAL DE CINCO RÍOS DE DIFERENTES TAMAÑOS; SIN EXAGERACIÓN VERTICAL, AUNQUE A ESCALA PARA QUE LA ANCHURA SEA IGUAL EN LA PÁGINA IMPRESA



los ríos, fue necesaria una nueva descripción para explicar las relaciones observadas.

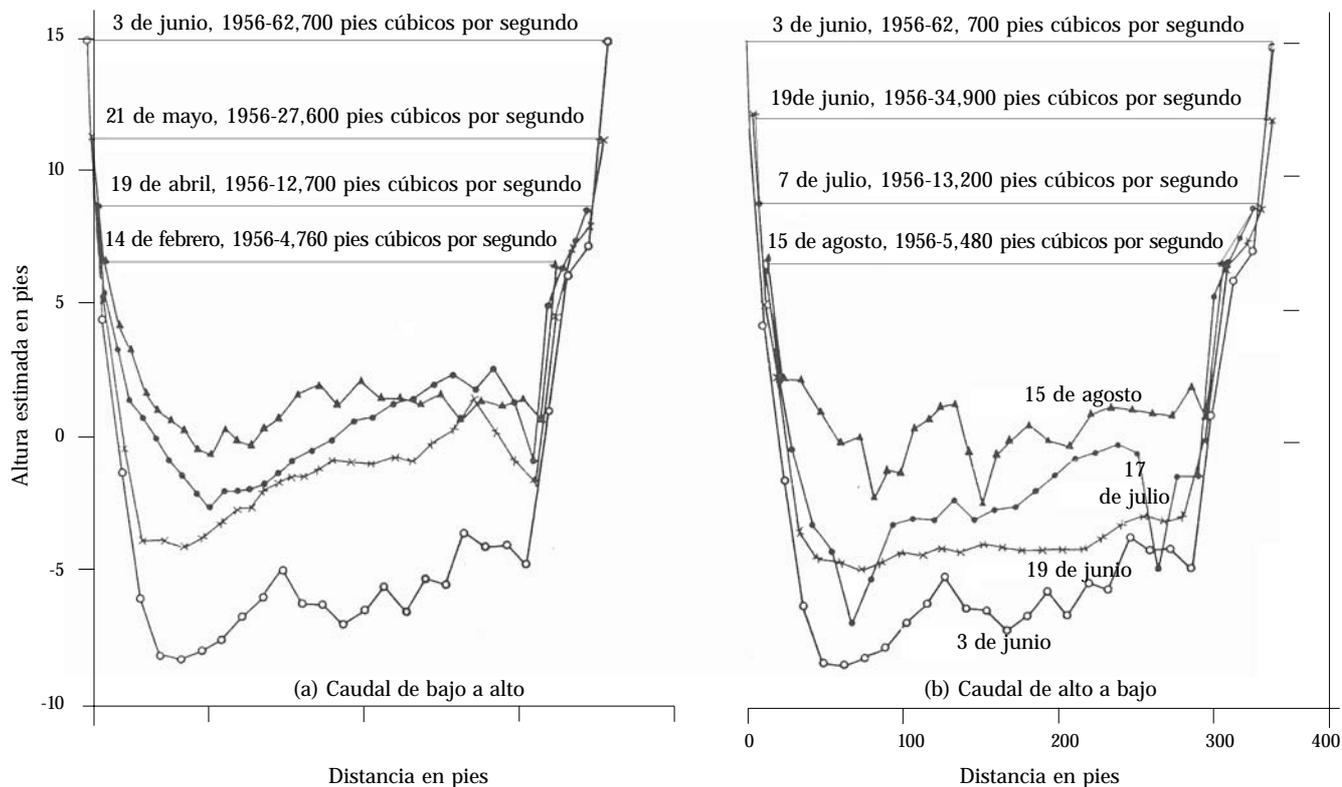
Ahora parece que la constancia o el ligero aumento de la velocidad río abajo es resultado del hecho de que la profundidad del río aumenta más rápido de lo que disminuye la pendiente del río. Sin embargo, esto aún no explica cómo los cambios necesarios están divididos entre los parámetros pertinentes, ni por qué esta división es casi la misma en todos los ríos a pesar del tamaño o del escenario fisiográfico. Esta división resulta ser aquella que más estrechamente causa entropía al incrementar de forma constante en cada unidad de longitud a lo largo del río, como se mencionará más adelante.

El que los cauces de los ríos deban mostrar tal unidad es aún más sorprendente mientras uno más investiga dentro de los múltiples cambios que ocurren entre el caudal bajo y alto o el caudal de una crecida. La abrasión en el cauce durante la descarga alta es un ejemplo. Aunque no es universal, es común que se

erosione o que se desgaste temporalmente el lecho del cauce de un río durante las crecidas, y mientras la crecida retrocede, que se vuelva a depositar una cantidad de material aproximadamente igual. En algunos cauces la profundidad de la abrasión del lecho puede ser igual a la mitad del valor del incremento en la elevación de la superficie del agua. De este modo, si la elevación de la superficie del agua aumenta, digamos 10 pies (3 metros), sobre el nivel del caudal bajo, la profundidad del agua en esta fase alta bien podría aumentar no solamente 10 pies sino 15 pies (4.5 metros). La figura 4 es un ejemplo de esto. El paso del caudal alto durante la fusión de la nieve en la primavera de 1956 más allá de la estación de medida en el río Colorado en Lees Ferry tuvo como resultado el nivel máximo del caudal en un incremento de la elevación de la superficie del agua de 8.2 pies (2.5 m) pero una erosión concomitante de 4.8 pies (1.4 m). La elevación del lecho al terminar el caudal alto estuvo dentro de los 0.5 pies (0.15 m) existentes antes del evento.

FIGURA 4. ACCIÓN EROSIVA SEGUIDA DE LLENADO DURANTE EL PASO DE LA CRECIDA  
 COMO RESULTADO DE LA TEMPORADA DE FUSIÓN DE LA NIEVE. RÍO COLORADO EN LEES FERRY, ARIZONA, 1956

Río Colorado en Less Ferry, Arizona. Año de agua 1956



Este retorno a una situación casi idéntica a la existente antes del paso del caudal alto implica una tendencia al mantenimiento, en promedio, de una condición de equilibrio dinámico de naturaleza extremadamente sensible. En promedio la abrasión tiende a ser equilibrada por la sedimentación. Tal equilibrio dinámico entre erosión y deposición depende de la operación de controles y balances, cuya explicación es esencial para la comprensión del comportamiento de los ríos.

Los mecanismos básicos de abrasión y sedimentación, como se ejemplifican en la figura 4, aún no han sido perfectamente comprendidos. Uno de los conceptos más importantes, recientemente desarrollado por Bagnold, podría dejar claro el punto.

Muchos ríos corren sobre depósitos profundos de material relativamente uniforme. Aceptando que la acción erosiva del fluido sobre el material granular del lecho tiende a aumentar con el incremento de la descarga, podría aceptarse un umbral de la acción erosiva en el cual el material del lecho comenzará a moverse. Cuando este umbral es alcanzado, una capa de material granuloso en la superficie del lecho del río se desprende y es puesta en movimiento río abajo. Debido al hecho de que hay una profundidad considerable de material granuloso similar en el lecho, podría suponerse que la acción erosiva capaz de desprender la capa superior de este material sería igualmente capaz de desprender la siguiente capa de material idéntico y la siguiente, *ad infinitum*. En reali-

dad esto no sucede, y para un valor determinado de la acción erosiva sólo se pone en movimiento un grosor finito de material granuloso. La aplicación continua de la misma acción erosiva no da como resultado mayor erosión y, en su lugar, existe un cuasi equilibrio temporal. La transportación de material granuloso en realidad cambia las fuerzas dentro del fluido de tal manera que la erosión continua del lecho se vuelve imposible.

La investigación de Bagnold de 1956 ha mostrado, primero teóricamente y después por medio de experimentos, que el material granuloso arrastrado crea una tensión que actúa hacia abajo que en realidad tiende a sostener este material granuloso expuesto en el lecho del río y previene así su erosión. Esta fuerza descendente es resultado de la colisión de los gránulos durante su transportación. Las colisiones entre los gránulos tienden a golpear a un gránulo individual en una dirección que podría ser hacia delante, hacia arriba o hacia abajo. En realidad habrá suficientes gránulos dirigidos hacia abajo en contra del lecho como para crear una tensión la cual se orienta a prevenir mayor erosión de los gránulos del lecho.

Hasta antes del trabajo de Bagnold, no se había reconocido que las relaciones hidráulicas desarrolladas para el agua limpia no corresponderían directamente al agua que lleva una carga de sedimentos. Las fuerzas en el interior del fluido son alteradas por el arrastre de sedimentos.

El conocimiento sobre la transportación de sedimentos y su relación con la hidráulica de los ríos se ha desarrollado lentamente, ambas en la teoría y en la práctica, debido al hecho de que todavía es imposible realizar mediciones consistentes y exactas de las cantidades de sedimentos que son transportados como carga de fondo en los ríos naturales. Durante mucho tiempo han estado en uso instrumentos que miden adecuadamente el sedimento transportado en suspensión, pero la carga de fondo, concentrada en una zona delgada cerca del fondo del arroyo, es inte-

rumpida por la inserción de cualquier obstáculo, sin importar qué tan hidrodinámico sea. La inserción de un dispositivo de muestra en el lecho del arroyo cambia las condiciones de la transportación localmente de tal manera que es imposible obtener una muestra representativa de la carga del fondo siendo transportada. Aunque se pueden medir con éxito las diversas clases de la transportación de carga de fondo en cañadas experimentales, las condiciones representadas en el laboratorio son mucho más limitadas que las existentes en el campo.

La descarga de agua en un río fluctúa ampliamente de un año a otro, de una temporada a otra y de un día a otro. De esta forma, las fuerzas que rigen a la erosión y la deposición son muy variables. El cauce corre a poca profundidad la mayor parte del tiempo y es llenado hasta el borde superior de las orillas del río relativamente pocas veces. Aún en ocasiones menos frecuentes, la descarga excede la capacidad del cauce y fluye por encima de las orillas. Un caudal que sobrepasa las orillas es por definición una crecida. Recientemente se demostró que la frecuencia de una situación de márgenes saturados es sorprendentemente uniforme entre ríos en diversos escenarios y entre ríos de tamaños muy diferentes. La fase de márgenes saturados puede esperarse en promedio alrededor de una vez al año o una vez cada dos años.

Para plantear esto de otra forma y que la aplicación práctica sea evidente, el cauce del río es lo suficientemente largo para alojar toda el agua que viene del área de escorrentía sólo en el evento relativamente frecuente. El área plana que limita a la mayoría de los ríos —la llanura de inundación— debe inundarse hasta cierto punto en promedio un año sí y un año no. Rebasar la llanura de inundación es una característica inherente a un río.

Se ha supuesto que la formación del cauce y su mantenimiento son llevados a cabo principalmente durante periodos de la crecida del caudal. Parecería desprenderse de la observación general que muchos

de los cambios más obvios en forma o configuración son efectuados por el evento catastrófico —por la crecida de gran magnitud. Si esto fuera verdad, se inferiría que los sucesos más dignos de ser estudiados procurando aislar los principios determinantes generales serían acontecimientos extraordinarios.

Fue apenas en 1960 cuando Wolman y Miller introdujeron otro concepto que ha impactado el pensamiento sobre los ríos y ha modificado verdaderamente la visión sobre la acción de los procesos geomórficos en general. El trabajo principal al modelar las formas del paisaje no se realiza durante el evento frecuente o la situación predominante, porque los procesos que actúan son incapaces de tener algún efecto significativo. Este trabajo tampoco se realiza por medio del evento muy eficaz pero muy raro —el incidente catastrófico. Antes bien, parece que el paisaje es modelado principalmente por el evento de frecuencia y eficacia intermedia.

Por ejemplo, la carga total de sedimento transportada por un río más allá de un punto determinado en un periodo de tiempo es la suma de la cantidad arrastrada durante una variedad de eventos del caudal; esto es, durante muchos días de caudal bajo, un modesto número de días de caudal intermedio y un número decreciente de grandes crecidas en aumento. Los datos indican que los caudales intermedios tienen una importancia acumulativa mucho mayor que aquellos de mayor o menor magnitud, porque el producto de la eficacia multiplicada por la frecuencia es mayor. Este concepto es una contribución fundamental al conocimiento sobre los procesos que moldean el paisaje.

Existen otros atributos de los cauces de los ríos los cuales también demuestran la unidad que se da entre cauces, aún entre aquellos muy diferentes en tamaño. Casi todos los cauces naturales son sinuosos hasta cierto punto. En realidad, los cauces naturales son rara vez rectos en una distancia mayor al ancho de diez cauces. No solamente exhiben un as-

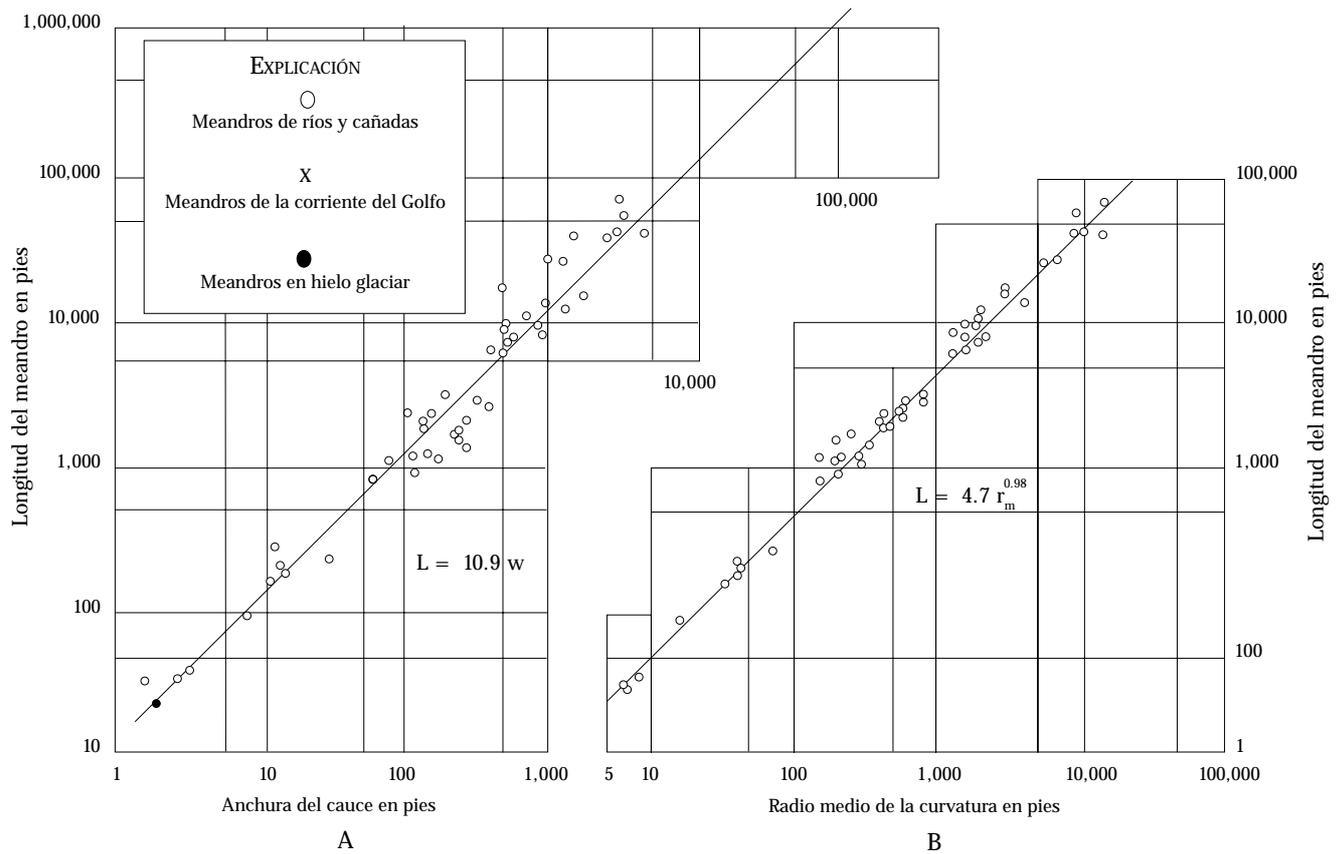
pecto regular en cuanto a la sinuosidad, sino que también las curvas adoptadas por un cauce guardan una relación constante con el cauce mismo. Los cauces pequeños tuercen en pequeñas curvas y los cauces grandes en grandes curvas.

Datos de mediciones muestran que existe una relación constante entre la anchura del cauce y el radio de las curvas que exhibe el cauce. Asimismo, la longitud del meandro o la longitud de la onda es generalmente proporcional a la anchura del cauce. Estas características pueden ser observadas en la figura 5, en donde la longitud del meandro está marcada separadamente en comparación con la anchura del cauce y en comparación con el radio de la curvatura. Puede verse que existe, esencialmente, una relación lineal entre la longitud de la onda de las curvas del cauce, la anchura del cauce y el radio de la curvatura. Esta relación lineal tiene lugar no sólo en la mayoría de los ríos naturales sino también en los cauces que se desarrollan en la superficie de un glaciar y en el curso del flujo de la corriente cuando no están confinadas por las orillas de un cauce.

La consistencia de la relación del radio de la curvatura con la anchura del cauce está indicada por los siguientes datos. En una muestra de 50 ríos de varios tamaños el valor medio de la proporción de la curvatura dividida entre la anchura fue 2.7, la media 3.1 y dos tercios de los casos cayeron entre los valores de 1.5 y 4.3. La tendencia para una relación constante del radio con la anchura hace que todos los ríos parezcan muy similares en los mapas planimétricos, como se sugiere en la figura 6 (página 59). De hecho, al inspeccionar un mapa planimétrico de un río sin primero mirar a la escala del mapa, no resulta inmediatamente obvio si el río es grande o pequeño debido a esta tendencia a mostrar una proporción similar del radio con la anchura.

Cuando las curvas sinuosas de un río son relativamente simétricas se dice que el cauce es meándrico. Existe tal variedad en el grado de sinuosidad en

FIGURA 5. RELACIONES ENTRE LONGITUD DEL MEANDRO Y ANCHURA DEL CAUCE (DIAGRAMA IZQUIERDO) Y RADIO MEDIO DE LA CURVATURA (DIAGRAMA DERECHO)

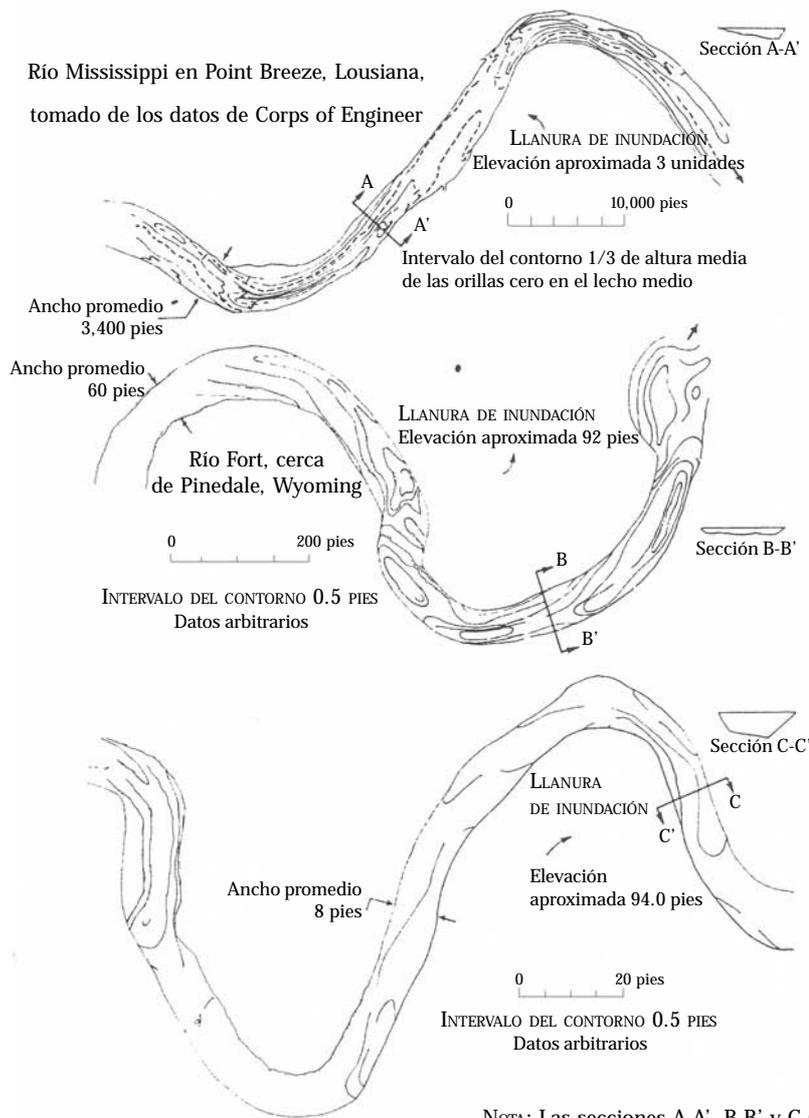


cauces naturales que la definición de una corriente meándrica —en contraste con una que es solamente sinuosa— se convierte en una cuestión de definición arbitraria. En la naturaleza está representado, entonces, un continuo ininterrumpido entre cauces ligeramente ondeados y un meandro bien desarrollado que puede adoptar la forma de la curva de una herradura. Debido a que el carácter meándrico de los cauces de los ríos por mucho tiempo ha sido asociado con el movimiento del sedimento en la mecánica básica, la observación de que los cauces libres de sedimento moldeados por agua derretida en la superficie de un glaciar también puede seguir un meandro es de inte-

rés considerable. De manera tentativa podemos afirmar que los principios mecánicos que dan por resultado la forma de meandro de los cauces de las aguas derretidas en ausencia de carga de sedimentos y aquellos que causan los meandros de los ríos son probablemente los mismos. La similitud en la forma de los cauces implica que la causa básica es esencialmente hidrodinámica, más que un resultado directo de la erosión de los márgenes y de la transferencia lateral de sedimento a través del cauce.

La mecánica de un cauce que sigue un meandro de ningún modo se ha comprendido correctamente. Ciertas características físicas han sido conocidas du-

FIGURA 6. MAPA PLANIMÉTRICO DE LA CURVA DE UN MEANDRO EN TRES RÍOS QUE VARIAN NOTABLEMENTE EN TAMAÑO,  
HECHO A ESCALA DE MANERA QUE LA LONGITUD DEL MEANDRO ES IGUAL EN LA PÁGINA IMPRESA

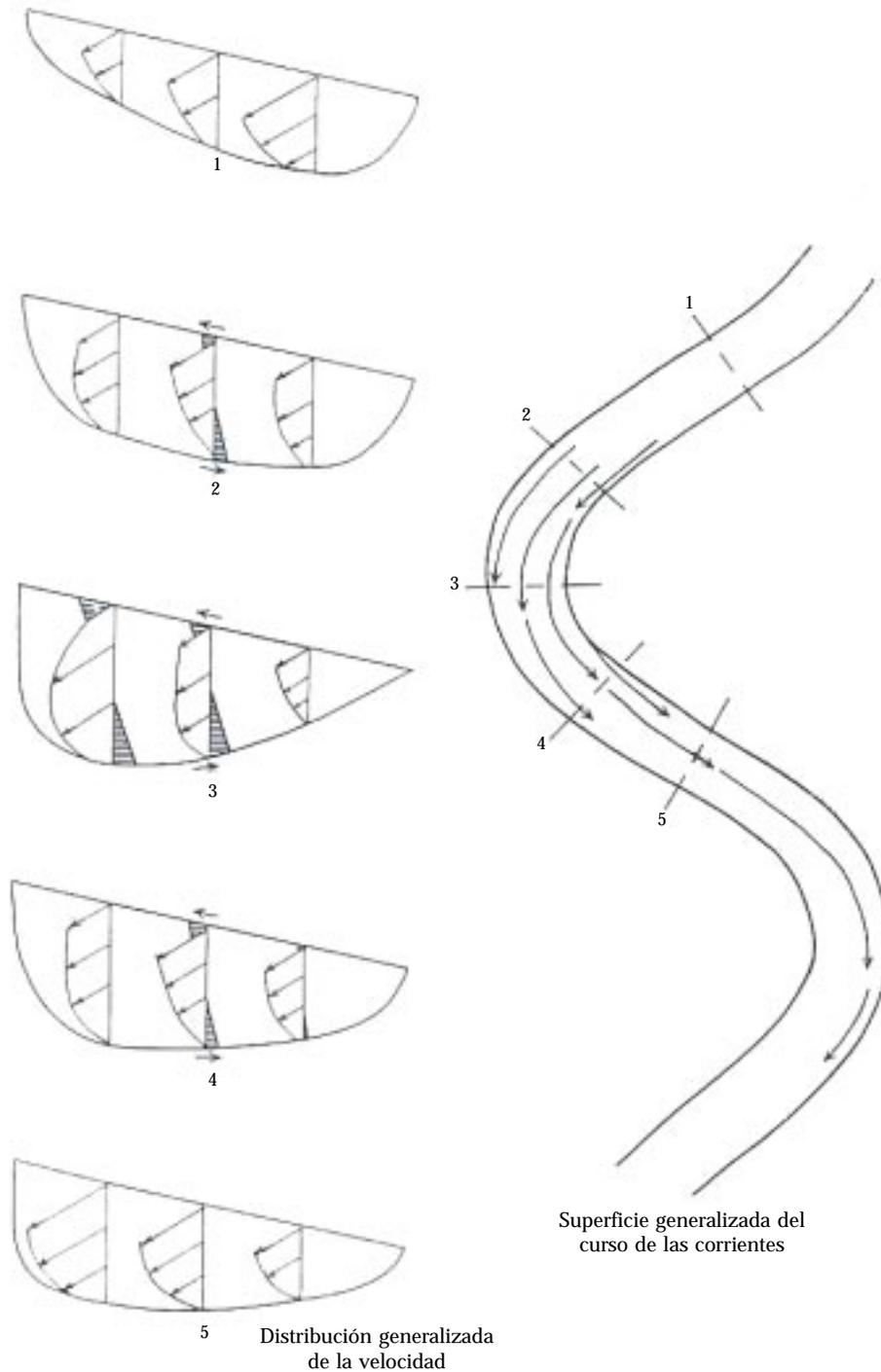


NOTA: Las secciones A-A', B-B' y C-C' están a doble escala de la vista del plano. La escala vertical no está alterada.

rante mucho tiempo pero el mecanismo básico es aún difícil de descifrar. Mediciones hechas en corrientes que siguen un meandro y en cañadas curvas permiten la construcción de un cuadro generalizado del patrón del caudal en un meandro, el cual está repre-

sentado en forma simplificada en la figura 7. La vista isométrica de los dos componentes centrales de la velocidad en varias posiciones en la curva muestra los rasgos principales. La escala del esquema es tal que el peralte de la superficie del agua en la curva no

FIGURA 7. VISTA ISOMÉTRICA DE UN DIAGRAMA GENERALIZADO DE LA DISTRIBUCIÓN DEL FLUJO EN UN MEANDRO



Las parábolas abiertas con flechas indican los vectores de la velocidad río abajo; el componente lateral de la velocidad se muestra en las áreas de líneas apretadas. Todas las secciones son vistas desde una posición cambiante hacia la izquierda de y sobre la sección individual.

se muestra en los diagramas pero está implicada en la distribución de la velocidad.

La velocidad en el entrecruzamiento de un meandro, o punto de inflexión, no está distribuida simétricamente. Como se esperaría, procediendo desde el eje de la curva río abajo, el hilo de máxima velocidad está mucho más cerca del margen cóncavo que del centro del cauce. Además, la velocidad alta continúa sosteniendo este lado a través del punto de inflexión de la curva. Al menos en cauces angostos, un componente de velocidad de cauce cruzado (*cross-channel*) es dirigido hacia el margen convexo (comúnmente llamado punto de barra (*point bar*) cerca del lecho y hacia el margen cóncavo cerca de la superficie.

La continuidad requiere, entonces, que la superficie del agua se sumerja hacia abajo cerca de la orilla cóncava y que algo del lecho emerja a la superficie cerca de la orilla convexa. Este movimiento circulatorio en el plano de la sección transversal de un cauce fue observada y explicada por primera vez por Thomas en 1879. Esto resulta de la fuerza centrífuga mayor en parcelas de superficie en movimiento rápido que en las de movimiento más lento cerca del lecho. El movimiento le da a una parcela de agua individual una trayectoria semejante a

la de una hélice. Como resultado de este movimiento circulatorio, el material en el lecho tiende a ser arrastrado hacia la orilla convexa, para ser depositado así, en parte, en el punto de barra (*point bar*).

Este acrecentamiento de material en el punto de barra empuja gradualmente a la orilla convexa hacia el interior del cauce y esta tendencia es compensada por una predisposición a la erosión de la orilla cóncava. Así, es común para el cauce de un río migrar lateralmente a través del piso del valle. Durante dicha migración lateral la anchura del cauce permanece igual. Un ejemplo de la construcción del punto de barra equilibrado por la erosión de la orilla en el lado opuesto de la corriente está demostrado por una serie de observaciones hechas sobre Watts Branch, un pequeño canal cerca de Washington, D.C. del cual se presentan en la figura 8 las secciones transversales durante un periodo de nueve años.

La manera en que un cauce se mueve a través del piso del valle, erosionando una orilla y construyendo una llanura de inundación plana cercana en la otra, y todo ese tiempo manteniendo una sección transversal similar en forma y tamaño, es otro aspecto del equilibrio dinámico que parece caracterizar a muchos sistemas de cauces.

FIGURA 8. SECCIONES TRANSVERSALES SUCESIVAS DE UN CANAL A TRAVÉS DE UN CANAL PEQUEÑO, 1953-1962.  
WATTS BRANCH CERCA DE ROCKVILLE, Md

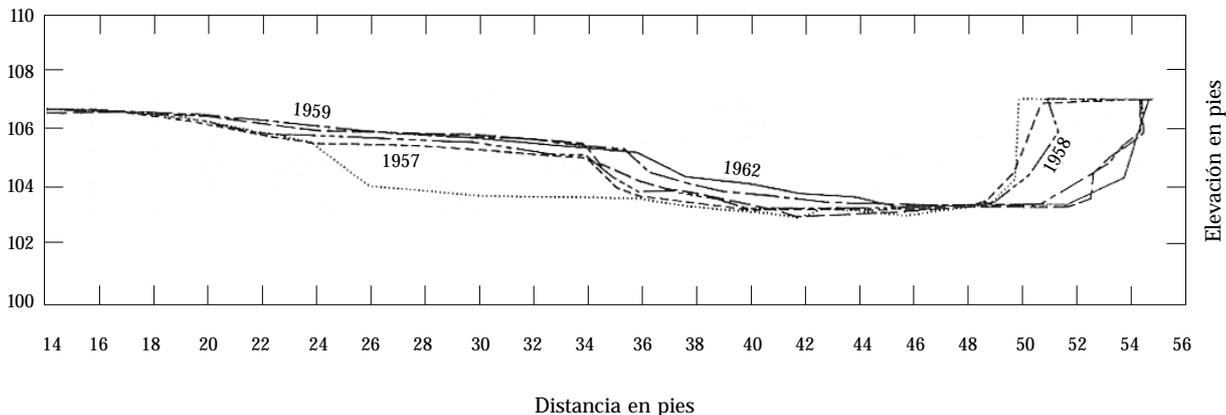
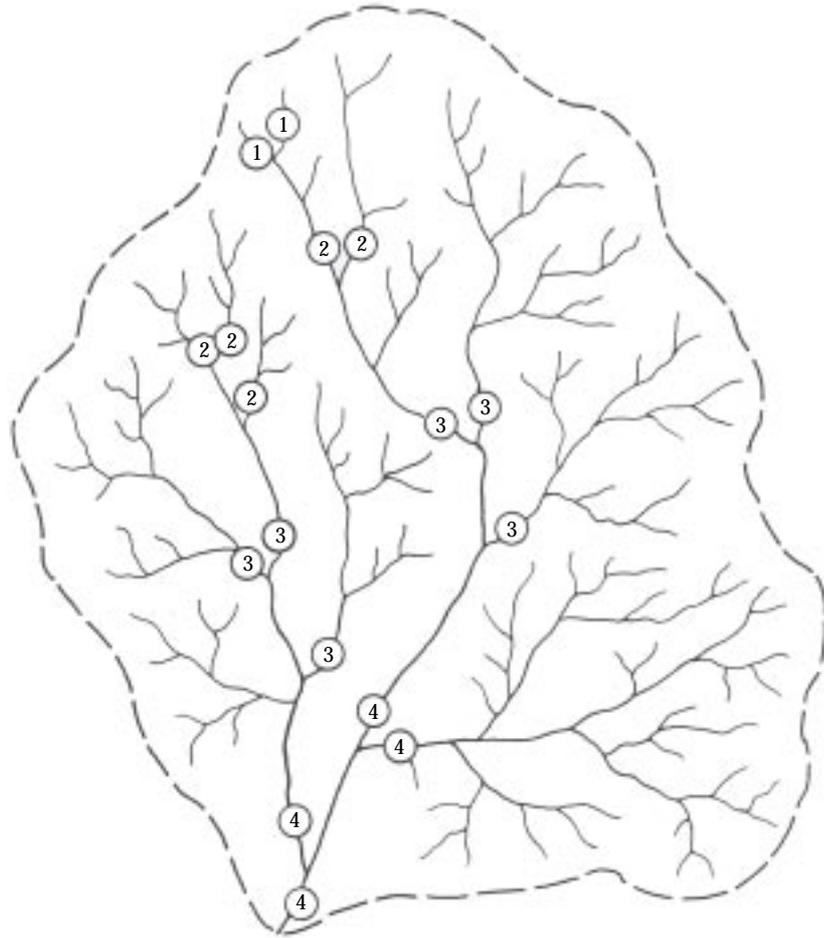


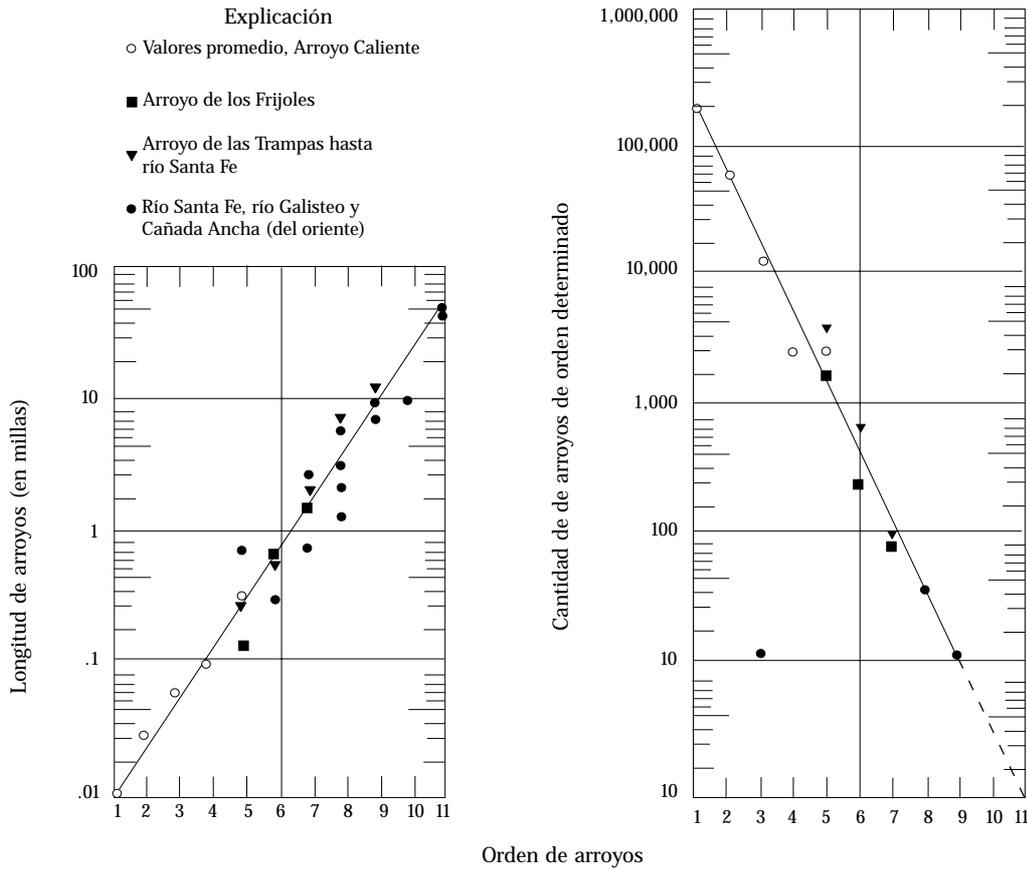
FIGURA 9. UNA RED HIDROGRÁFICA TÍPICA EN LA CUAL LOS NÚMEROS MUESTRAN EL ORDEN DE LOS ARROYOS, UNA INDICACIÓN DEL TAMAÑO



Otro aspecto de la unidad que muestran los sistemas de corrientes es ejemplificado en la red de brazos de tributarios que comprende lo que se llama red hidrográfica. En 1945, Robert E. Horton mostró que el tamaño de un arroyo determinado está relacionado con el número de arroyos de ese tamaño, su longitud y pendiente promedio. Existe una relación cuantitativa constante entre estos factores que puede ser demostrada de la mejor forma por medio de datos reales. La figura 9 es un diagrama que define el orden

de los arroyos, una medida del tamaño de los arroyos. Horton definió este orden de la siguiente manera. El tributario más pequeño sin brazos en las fuentes es, por convención, designado orden 1. Un arroyo que sólo tiene tributarios de tamaño de orden 1 es llamado de orden segundo y un arroyo de tercer orden es aquel en el que todos los tributarios son de segundo orden o menores. La figura 10 muestra que existe una relación logarítmica entre el orden del arroyo y la longitud de arroyos de un orden determinado

FIGURA 10. RELACIÓN ENTRE LONGITUD DEL ARROYO Y NÚMERO DE ARROYOS CON EL ORDEN DE LOS ARROYOS  
EN CUENCAS DE ONCEAVO ORDEN CERCA DE SANTA FE, NUEVO MÉXICO



y entre el orden del arroyo y la cantidad de arroyos. Después que Horton señalara esta relación logarítmica dentro de la red hidrográfica, ha sido probada por muchos trabajadores y se ha encontrado aplicable, esencialmente sin excepción, a las cuencas hidrográficas de todos los tamaños, incluyendo a los riachuelos muy pequeños y a las grandes cuencas de ríos.

Uno de los problemas básicos del estudio de los ríos es la identificación de una ley general o principio que provea una explicación en términos físicos para los diferentes tipos de unidad que muestran los cauces de los ríos y la red que los comprende. Es

muy fácil hablar tan sólo de los resultados de la acción dinámica de los ríos en términos antropométricos pues, en verdad los ríos parecen tener una tendencia inherente a mostrar muchas de las características de un organismo. En primer lugar existe una organización de las diversas partes. Todos los sistemas de ríos parecen tener básicamente el mismo tipo de organización, pudiendo diferir en detalles. El sistema de ríos es dinámico en tanto que tiene partes que se mueven y pueden causar incidentes y crear cambios. A menudo leemos en la prensa que un río tuvo un comportamiento violento rebasando sus

márgenes y causando estragos en el hombre y sus estructuras. Así que uno tiende a hablar del río como si tuviera voluntad propia. Es interesante, entonces, desde el punto de vista filosófico, considerar algunos aspectos de estas características dinámicas que han sido usadas para expresar partes o la totalidad de las acciones del sistema que parece tener tendencias de desarrollo definidas en una dirección o tendencias que se inclinan a mantener las condiciones promedio observadas.

Una de las formas en que esto ha sido abordado es a través de una descripción del sistema fluvial como si tuviera etapas de desarrollo a lo largo del tiempo. Este fue uno de los conceptos básicos introducidos por William Morris Davis, quien describió el ciclo geográfico en tres etapas principales comparables con las de la vida de un hombre. Davis consideraba que a la etapa de la juventud seguía un levantamiento inicial de una masa continental caracterizada por valles profundos en forma de V con una tendencia a disminuir rápidamente. La etapa de madurez era descrita como una fase de equilibrio durante la cual el trabajo de la erosión estaba equilibrado por la capacidad del sistema del río para realizarlo. Extensos valles bordeados por colinas redondeadas caracterizaban a esta etapa. En la vejez el río estaba representado como uno que fluía sobre una llanura casi plana o penillanura, y durante este periodo relativamente largo el río era considerado incapaz de realizar grandes trabajos de erosión como resultado del relieve relativamente bajo y los gradientes planos. De manera similar, en cualquier momento la fuente de un sistema fluvial podía estar en su juventud, la parte central en la etapa de la madurez y río abajo en su vejez. Esta caracterización de un sistema fluvial era extremadamente útil para propósitos didácticos, pero desde un punto de vista cuantitativo muchos aspectos resultaban difíciles de particularizarse.

De ahí siguió una consideración más detallada del concepto de equilibrio, el cual Davis había esti-

mado como una característica de la etapa de madurez. Un arroyo en equilibrio era descrito por J. Hoover Mackin como uno «en el que, por un periodo de años, la pendiente es ajustada delicadamente para proveer, con la descarga disponible y con las características del cauce prevalecientes, justo la velocidad requerida para la transportación de la carga suministrada por la cuenca hidrográfica. El arroyo es un sistema en equilibrio; su característica de diagnóstico es que algún cambio en cualquiera de los factores determinantes causará un desplazamiento del equilibrio en una dirección que tenderá a absorber el efecto de dicha variación». (1948: 471)

Wolman amplió este concepto y señaló que el concepto de equilibrio tenía dos aspectos, implicando ajustabilidad y estabilidad. En un aspecto, el cuasi equilibrio de un arroyo, como lo señalaba Mackin, está caracterizado principalmente por su habilidad para ajustarse a cambios en las condiciones externas. Wolman pensaba que un concepto de cuasi equilibrio podía caracterizarse por la estabilidad del sistema pero que la ajustabilidad quizás no era un criterio menos importante.

Otro aspecto que, bajo ciertas circunstancias, había sido usado para describir la tendencia subyacente de un río hacia una condición de cuasi equilibrio era lo que podría llamarse el principio del menor trabajo. Existen ciertas características, particularmente hidráulicas, que apuntan en el sentido de una tendencia hacia la minimización del trabajo en un sistema.

Recientemente, Langbein y el autor consideran los diversos factores que rigen la dirección del trabajo de un río y lo explican de la siguiente forma. Examinando los principios físicos a los que se recurre muy a menudo en el análisis de diferentes aspectos de la morfología de los ríos, las ecuaciones básicas más notables son la de conservación y la de continuidad. Estas leyes son tan obviamente generales que caracterizan a cada elemento o afectan a cualquier sistema fluvial. También han de caracterizar a cada unidad

de cualquier trayectoria y a cada instante en el tiempo. Sin embargo, por necesarias que puedan ser estas preguntas, son insuficientes para explicar la trayectoria de las partículas en movimiento en los sistemas de ríos o la relación entre una parte de la trayectoria y otra. Por consiguiente, solas no pueden decirnos nada acerca de la forma de la superficie del paisaje ni pueden explicar completamente el desarrollo progresivo o cambio de forma con el tiempo.

Debe haber, en consecuencia, otra ley de igual generalidad que trataría acerca de las distribuciones de energía y su relación con cambios en las formas del suelo en el espacio y el tiempo. Nosotros propusimos que las implicaciones de la segunda ley de la termodinámica cubrirían estos requerimientos.

El desarrollo del paisaje involucra no sólo al total de la energía disponible sino también su distribución. Esta última podría describirse mediante el concepto de entropía, adaptando dicho término al concepto comparable en termodinámica. La idea esencial es que la entropía del sistema es una función de la distribución o disponibilidad de energía dentro del sistema y no una función de la energía total dentro de él. Así, la entropía ha llegado a afectar el orden y el desorden, un aspecto del concepto que ha sido utilizado en química, en física y en la teoría de la información. El grado de orden o desorden en un sistema podría describirse en términos de probabilidad o improbabilidad para cualquier estado observado.

Un incremento en la entropía es, entonces, una medida de la disminución de la disponibilidad de energía en el sentido de que cierta cantidad de energía ya no está disponible para su conversión a trabajo mecánico. La distribución de la energía podría establecerse en términos de la probabilidad de la distribución dada que ocurre relativa a las posibles distribuciones alternativas.

El concepto estadístico de entropía es ese aspecto que parece tener implicaciones sobre los sistemas geomórficos. La distribución de la energía en un sis-

tema geomórfico es una manera de expresar la elevación relativa de partículas de agua y sedimento las cuales, gradualmente, en el proceso de la evolución del paisaje, se moverán cuesta abajo hacia el nivel base. El perfil longitudinal del río, por ejemplo, es una manifestación de la distribución espacial de los materiales del lecho del arroyo en relación con su elevación y, así, con su energía potencial.

En termodinámica la energía calórica se refiere a la temperatura absoluta como una base. La temperatura absoluta define un límite absoluto o referencia base, situación en la cual el movimiento molecular se vuelve cero. Esto es, entonces, el nivel base o la referencia, contra la cual puede ser medido el contenido de energía de un sistema térmico. Los sistemas en geomorfología también tienen una referencia base en relación con la distribución de energía. Esta referencia base es la referencia de la elevación, en la mayoría de los casos representada por el nivel medio del mar. Pero el tratamiento clásico de la entropía en termodinámica se encarga de sistemas cerrados en los que la entropía se incrementa continuamente a un nivel estacionario máximo en equilibrio. En los sistemas cerrados no hay pérdida o adición de energía.

Los procesos geomórficos operan, por otro lado, en sistemas abiertos en los cuales en algunos lugares se suma energía mientras que en otros la energía es degradada a calor, y de esta manera se pierde en lo que se refiere a trabajo mecánico adicional. Consiremos entonces a un sistema fluvial como ejemplo de un sistema abierto, cuyos componentes son el agua y los sedimentos en el cauce del río. Como el agua baja por el cauce libera energía potencial la cual se convierte primero en energía cinética de agua corriente y en el proceso de correr es disipada en forma de calor a lo largo de los márgenes del cauce. La precipitación trae consigo incrementos de energía dentro del sistema debido a que el agua entra en diversas elevaciones y con diversas cantidades de energía potencial.

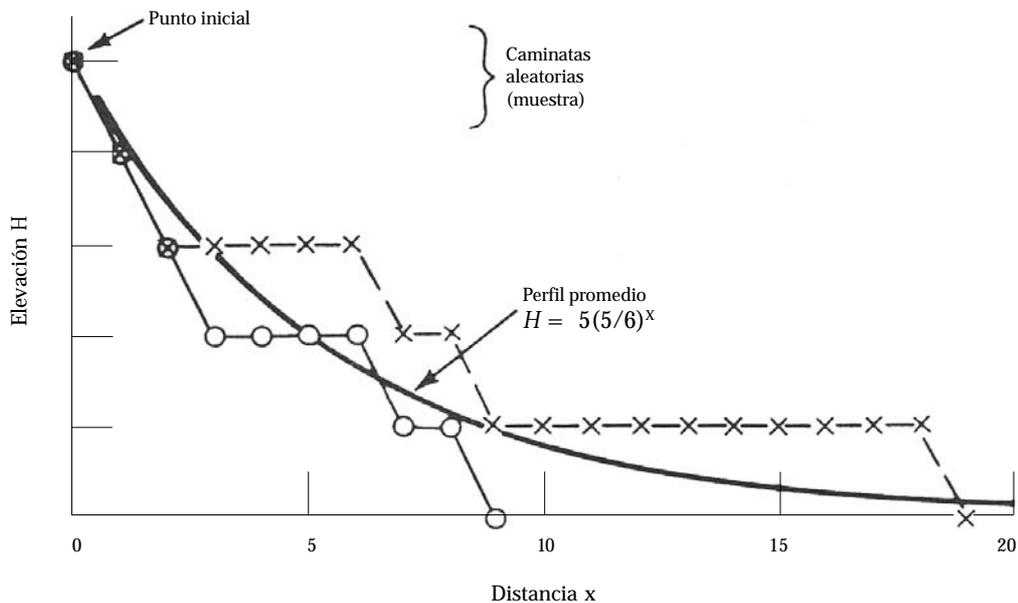
El calor se pierde por convección, conducción o radiación; sin embargo, el cauce podría considerarse en equilibrio dinámico.

El estado constante posible en sistemas abiertos difiere del estado estable del equilibrio estático en sistemas cerrados. Igualamos, por lo tanto, el término estado constante con equilibrio dinámico en geomorfología como lo definía Gilbert a principios del siglo XX y, más recientemente, Hack. En un sistema en equilibrio dinámico la tasa de incremento de entropía es cero. La continuidad de la entropía, entonces toma la forma que la tasa de liberación de entropía igualando a la tasa de generación interna de entropía. En un sistema fluvial en equilibrio la tasa de liberación de entropía es la tasa de disipación de energía como calor. Esto es igualado a la tasa de generación de entropía representada por el gradiente de energía hacia el nivel base. El estado estacionario de un sistema abierto es caracterizado por las condiciones en las cuales la tasa de producción de entropía por unidad de volumen de flujo es un mínimo com-

patible con las condiciones impuestas sobre el sistema. Por lo tanto, un sistema estable corresponde a uno de menor trabajo, un concepto que fuimos capaces de demostrar en términos matemáticos para ciertos modelos conceptuales.

El argumento fue desarrollado de manera que, con respecto al perfil longitudinal del río, la probabilidad de la combinación particular de valores de energía en diversas unidades de distancia a lo largo del curso del sistema abierto del río podría describirse como proporcional al exponencial negativo de su proporción con la energía total de todos los estados posibles. Esto llevó a la conclusión de que la secuencia más probable de pérdida de energía en unidades sucesivas de longitud de ríos corresponde a un incremento uniforme en la entropía en cada unidad de longitud a lo largo del sistema fluvial. Cuando esta especificación es cubierta sin limitaciones a la longitud del río, el perfil longitudinal de éste tiende a volverse exponencial en forma, un resultado que coincide con muchos perfiles reales de ríos.

FIGURA 11. MUESTRA DE CORRIDAS ALEATORIAS UTILIZADAS PARA GENERAR EL PERFIL LONGITUDINAL PROMEDIO DE UN RÍO

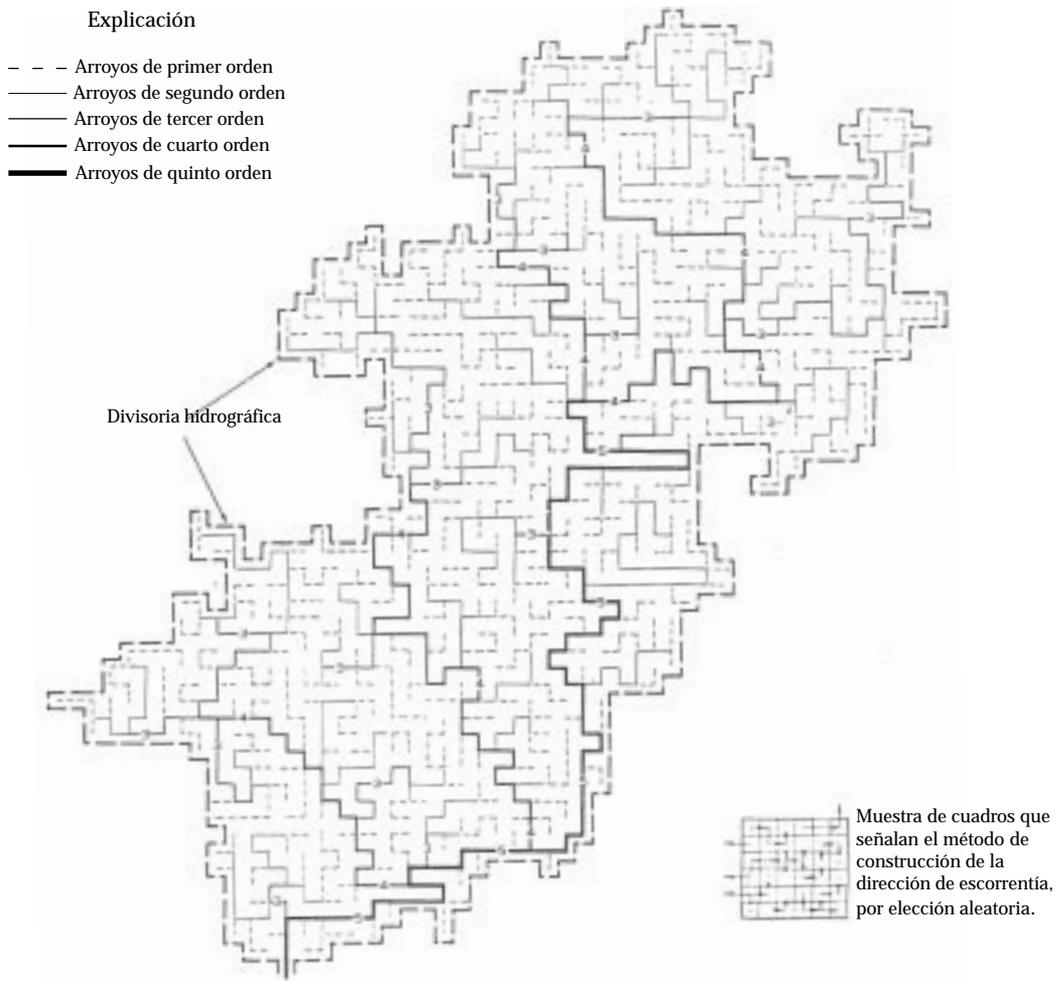


En el desarrollo de este argumento probabilístico se construyeron modelos aleatorios para demostrar varios aspectos del sistema fluvial. Perfiles longitudinales comparables a los de los ríos podrían ser construidos mediante corridas fortuitas. Como ejemplo, comenzando en un punto arbitrario sobre un papel gráfico cartesiano, la corrida se mueve desde el punto inicial a unidades de pasos hacia la derecha con varias probabilidades de un movimiento simultáneo hacia abajo. Tales corridas fortuitas pudieron construirse a partir de una serie de números aleatorios o con paquetes especiales de cartas, y los resultados de dicha construcción mecánica de corri-

das aleatorias fueron comparados con un número mayor de corridas aleatorias desarrolladas en una computadora digital.

La figura 11 muestra un ejemplo. En este modelo fue colocado un punto inicial en una elevación de cinco unidades por arriba del nivel base. En movimientos sucesivos, la corrida se mueve hacia la derecha una unidad a la vez. Hay seis niveles (0, 1, 2, 3, 4, 5). El cúmulo de cartas empleado para sacar los números aleatorios estaba arreglado de manera que la probabilidad de un paso hacia abajo durante un paso de unidad hacia la derecha era  $H/6$ . Así, la probabilidad de un paso hacia abajo disminuía con la elevación.

FIGURA 12. DESARROLLO ALEATORIO DE UNA CUENCA HIDROGRÁFICA





En la figura 11 se presentan dos muestras de corridas aleatorias marcadas por cruces y círculos, respectivamente. La posición vertical promedio en cualquier valor de la abscisa fue determinado promediando los valores de un gran número de corridas individuales, y los valores promedio determinaron el perfil dibujado en una línea gruesa. Este perfil promedio es exponencial en forma, situación que se presenta en muchos perfiles de arroyos naturales.

Ciertas características de redes hidrográficas fueron también ejemplificadas mediante corridas aleatorias en varios tipos de modelos. La figura 12 muestra una red hidrográfica de corrida aleatoria. Los modelos de corridas aleatorias desarrollaron relaciones entre longitudes promedio de arroyos y orden de arroyos muy similares a aquellas presentadas en la figura 10.

En resumen, se mostró mediante modelos matemáticos, y se verificó mediante la construcción de la posición promedio de corridas aleatorias bajo condi-

ciones determinadas, que los perfiles de río más probables se acercaron a una condición en la cual río abajo la tasa de producción de entropía por unidad de masa es constante. También fueron desarrolladas otras demostraciones de la aplicabilidad del concepto de entropía a las particularidades geomórficas.

Tentativamente parece ser que la segunda ley de la termodinámica provee una explicación general para algunos aspectos de la evolución del paisaje y para ciertas formas importantes del paisaje. El aspecto probabilístico de la entropía ofrece una razón general para la variación entre muchos ejemplos de cualquier característica de un paisaje determinado —una variabilidad, sin embargo, que no oscurece la unidad entre los muchos ejemplos ligeramente diferentes—.

En este breve resumen se han mencionado algunos de los desarrollos relativamente recientes en la investigación sobre los ríos y su morfología. Las contribuciones de la década pasada se centraron alrede-

dor del análisis matemático de los procesos de los ríos y las características de los cauces y la red hidrográfica. Este trabajo, al cual contribuyeron una variedad de científicos de diferentes disciplinas, ha dado como resultado una descripción cuantitativa de muchas de las características físicas de los ríos y, al menos hasta cierto punto, una descripción de algunos procesos en términos físicos básicos.

Los problemas generales más inmediatos que aún enfrentan los geomorfólogos están centrados alrededor de tres tipos de preguntas. La primera atañe a los mecanismos de transportación de sedimentos, particularmente relacionados con el movimiento de la carga de fondo, la cual hasta ahora no puede medirse satisfactoriamente en ríos verdaderos bajo condiciones de campo. La segunda área general parece centrarse en la cuestión de la ubicación y el modo de la disipación de energía en ríos y el efecto de la utilización de la energía en la erosión y deposición. Esta área particular, por lo tanto, involucra la relación de factores hidráulicos con el suelo o factores litológicos. Entre estos últimos está la erosibilidad de diferentes tipos de materiales particularmente en relación con su estratigrafía y características de sedimentación.

La tercera área general atañe al modo de transportar materiales de las pendientes hacia el interior del cauce del río. En gran parte, trabajos recientes en morfología de ríos han estado más interesados en los cauces de los ríos que en las pendientes de las colinas que arrojan sedimentos hacia los cauces. Así el desarrollo de las pendientes, los procesos de las pendientes y la relación de éstas con los cauces de los

que son tributarios permanece como una parte integral del estudio de los ríos. Estos temas abarcan un área de acción casi ilimitada para la investigación de ingenieros, geólogos, científicos del suelo, botánicos, físico-químicos y aquellos que poseen una variedad de otras habilidades.

## BIBLIOGRAFÍA

- Bangold, Ralph A. 1956. «The flow of cohesionless grains in fluids». *Phil. Trans. Royal Soc.* 249 A., 964: 235-297.
- Durum, W.H., S.G. Heidel y L.J. Tison 1960. *The worldwide runoff of dissolved solids*. IASH Publ. No 51, Commission of Surface Waters, pp.618-628.
- Hack, J.T. 1960. «Interpretation or erosional topography in humid temperate regions». *Am. Journ. Sci. Bradley* Volume 258-A: 80-97.
- Horton, R.E. 1945. «Erosional development of streams and their drainage basins». *Geol. Am. Bull.* 56, pp. 275-370.
- Leopold, L.B. y W.B. Langbein 1962. *The concept of entropy in landscape evolution*, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 500 A.
- Leopold, L.B. y T. Maddock 1953. *The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications*. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 252.
- Mackin, J.H. 1948. «Concept of the graded river». *Geol. Soc. Am. Bull.*, 59: 463-512.
- Wolman, M.G. y John P. Miller 1960. «Magnitude and Frequency of forces on geomorphic processes». *Journ. Of Geol.*, 68, No.1.

---

LUNA LEOPOLD, una vez retirado en 1972 del United States Geological Survey, se dedicó a la enseñanza como profesor del Departamento de Geología y Geofísica y en el Departamento de Arquitectura del Pasisaje en la Universidad de California, Berkeley, donde hoy es profesor emérito.

FUENTE: Leopold, Luna. «Rivers». *American Scientist*. Diciembre de 1962, vol. 50 (4): 511-537. Agradecemos a Lil Chappell, coordinadora de permisos de *American Scientist* su apoyo para la traducción de este trabajo.

TRADUCTORA: Ana Silvia Ruiz de Chávez Villafuerte. REVISIÓN TÉCNICA: Gerardo Bocco.