

UNIDAD 3 (contin.). **GEOMORFOLOGIA FLUVIAL. EL MODELADO DE AGUAS CORRIENTES**

Entre los agentes que modelan el paisaje, uno de gran importancia es el fluvial, es decir, las aguas de las redes fluviales que reúnen el drenaje superficial. La transformación de las superficies continentales arqueadas y dislocadas en las intrincadas formas geométricas, es la tarea de lo que se ha denominado “*la máquina geomorfológica*”. Su fuerza primaria de impulso es la gravedad. Tanto las rocas que se han elevado y forman las cadenas montañosas como el agua que se evapora de los océanos hacia la atmósfera en el ciclo hidrológico (figura 1), poseen energía potencial en virtud de la atracción gravitatoria de la Tierra.



Figura 1. **Ciclo hidrológico**

Fuente: www.removiendoconciencias.blogspot.es

La energía necesaria para elevar estos materiales proviene de dos fuentes: a) del calor interno de la tierra y b) de la radiación solar. Esta última es la más importante en la elaboración de los terrenos erosionados por la erosión fluvial; por lo tanto, uno de los objetivos fundamentales de la Geomorfología es llegar a comprender como la energía de la radiación solar se transforma en el trabajo mecánico responsable del modelado de las formas del relieve.

Aumentado por el caudal de los flujos subterráneos, el flujo superficial se va concentrando en canales, los cuales van siendo modelados y configurados por el paso del agua. Este modelado se puede lograr bien por la erosión del sustrato rocoso o más comúnmente por la movilización y redistribución de los materiales fragmentados que forman las paredes y el fondo de los canales. Todos estos procesos requieren una energía que los cursos de agua poseen en virtud de su elevación sobre el nivel del mar. Esta energía potencial, se convierte en energía cinética, al ir descendiendo el agua por el canal.

La cantidad de energía cinética necesaria para modificar el cauce varía enormemente a lo largo de un curso fluvial. Al elevarse el nivel del agua durante una crecida, se produce el aumento de los esfuerzos que actúan sobre el material del canal, el cual si está suelto, se puede poner en movimiento cuando alcanza el esfuerzo crítico. Estos materiales son entonces transportados corriente abajo, pudiendo ser llevados totalmente fuera de la cuenca o redistribuidos cuando la corriente no tiene la energía suficiente para transportarlos más lejos.

Dinámica de la corriente. Variables hidráulicas

El flujo de los fluidos es un tema amplio y complejo. Es necesario esbozar ciertos conceptos básicos necesarios para la comprensión de la actividad geomorfológica de los cursos de agua.

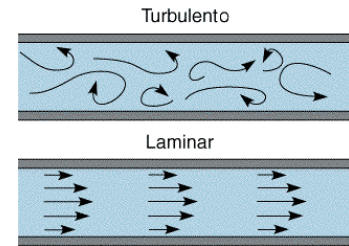
Los fluidos pueden ejercer presión de dos maneras diferentes: a) por presión estática y b) por presión dinámica. La presión estática es claramente perceptible, es la sensación que se siente al sumergirse en el agua, es proporcional a la altura de la columna de agua suprayacente. La presión dinámica resulta del movimiento del agua. Es debido a la energía cinética que posee el agua en movimiento. La energía total de una pequeña masa de agua en movimiento se puede calcular sumando a la energía potencial, los equivalentes de energía estática y dinámica. La energía cinética disminuye con el rozamiento o resistencia a la fricción con las paredes del cauce y por el transporte de la carga; por eso, siempre es menor, aguas abajo.

A medida que el caudal de un río aumenta aguas abajo, aumentan también la anchura, la profundidad del cauce y la velocidad de la corriente. Estas variables (anchura, profundidad, velocidad, carga en suspensión y del lecho) aumentan como simples funciones de la potencia del caudal. La pendiente es una función inversa del caudal.

La velocidad del flujo de agua es una función de la fricción interna o de la densidad del material y en función de ello, es laminar o turbulento. El flujo es laminar cuando el agua se desplaza como una película o manto sobre

la superficie, a muy bajas velocidades. El flujo es turbulento, cuando se producen remolinos superpuestas a la circulación general y responde a distintos obstáculos o rupturas de pendiente en el fondo del cauce (figura 2).

Figura 2. Tipos de flujo de agua
Fuente: www.proyecto-de-fisica.blogspot.com



El flujo turbulento, a su vez, puede ser tranquilo o rápido. Este aparece donde se produce un estrechamiento del canal. Las características observables a simple vista de un flujo rápido son: una apariencia veloz, con pocas perturbaciones antes del obstáculo y con remolinos oblicuos estacionarios después del mismo. El flujo puede cambiar de una forma a la otra, con bastante rapidez. La transición de flujo tranquilo a rápido va acompañada de un fuerte descenso del nivel del agua, mientras que el paso contrario da origen al fenómeno conocido como salto hidráulico. Este constituye una pronunciada inversión del gradiente que con frecuencia origina espuma en la superficie y el agua vuelve a presentar un flujo lento y profundo.

La intensidad de la turbulencia en un segmento recto del canal es menor cerca de la superficie y aumenta al máximo en las proximidades del lecho. En un segmento sinuoso, la zona de máxima intensidad, tiende a desplazarse hacia el lado externo y más profundo de cada curva. En una corriente aparecen dos tipos de fricción. El más importante se encuentra a lo largo del límite del canal. Aunque la turbulencia es máxima en las proximidades del lecho de la corriente, el agua que está en contacto con el canal es estacionaria. Por encima, puede existir una fina película de flujo laminar., seguida a su vez por una capa amortiguadora e la que existe una mezcla de flujo laminar y turbulento.

Si el tamaño de los granos (la rugosidad de los materiales del canal) es demasiado grande, entonces el flujo será turbulento en el lecho del canal. La rugosidad también implica la sinuosidad del cauce y la presencia de obstáculos como juncos y árboles.

Procesos geomorfológicos en corrientes fluviales

Puesto que la erosión de un canal sobre lecho rocoso debe ser un mecanismo fundamental de la denudación subaérea, este hecho ha sido motivo de escasa investigación al respecto. Se atribuye a tres procesos diferentes relacionados entre sí: corrosión, corrasión y acción hidráulica.

La corrosión se refiere a la actividad química del agua, por lo que está en estrecha relación con la meteorización química. Las variaciones del nivel del río no solamente someten a una parte de la superficie de la roca a un humedecimiento y secado periódicos, sino que dan lugar a muchos otros procesos de meteorización. Estos pueden ser particularmente efectivos, ya que los granos sueltos son barridos continuamente, dejando expuesta la roca fresca.

La corrasión o abrasión es el deterioro del sustrato por el efecto de desgaste y acanalamiento de los detritos rocosos a su paso por el lecho o cauce. El tamaño, forma, composición, número y velocidad de los fragmentos, influyen en el poder de corrasión de los detritos. La carga de fondo que se desliza y rueda por el lecho, producirá un mayor efecto erosivo. El testimonio más efectivo más patente de esta abrasión es la presencia de superficies rocosas suavizadas y redondeadas, modeladas a menudo en profundos pilancones o marmitas de gigante. Una pequeña cavidad inicial (figura 3).puede originar un movimiento en remolino, en el cual los fragmentos de rocosos chocan constantemente contra las paredes y el fondo. A la larga, esta depresión se convertirá en una

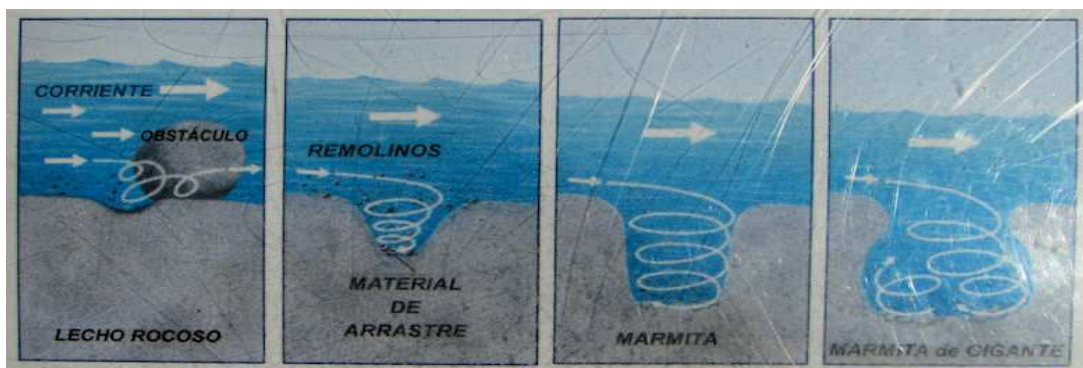


Figura 3. Pilancones o marmitas de gigante

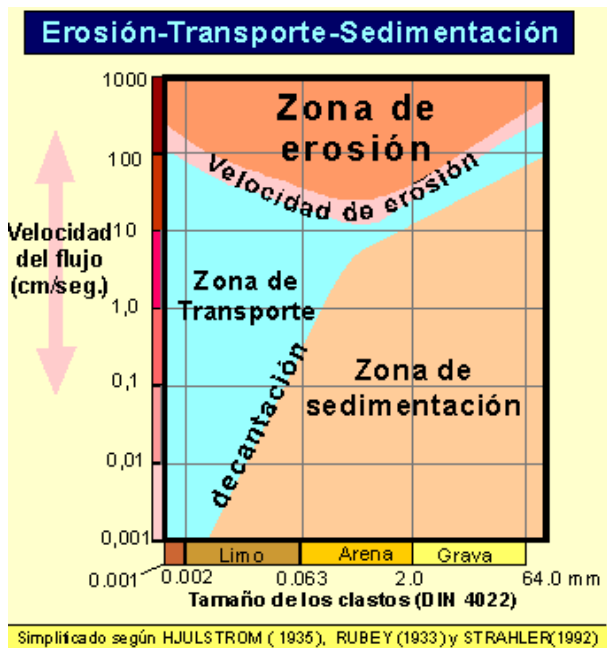
Fuente: www.geocaching.com

profunda marmita o piloncón que en ocasiones, puede presentar acanaladuras internas en espiral. Para que esta acción sea totalmente efectiva, es necesario que el flujo de agua sea extremadamente rápido.

La acción hidráulica se refiere al trabajo mecánico exclusivo del agua. Aunque la fuerza del agua puede ser suficiente para desplazar pequeños fragmentos del sustrato rocoso limitado por diaclasas, sobre todo si ya han sido desprendidos por la acción de la meteorización, existen dudas en lo referente a la efectividad del ataque erosivo sobre la mayoría de las rocas sin meteorizar. Existe un proceso denominado cavitación, que puede ser importante localmente. Se debe a los fuertes cambios de presión cuando el agua acelera y luego disminuye la velocidad, ya que cualquier aumento de la presión disminuye la velocidad del flujo.

En los canales aluviales, el concepto de erosión tiene un significado diferente al que tiene en los canales sobre lecho rocoso. La erosión en éstos es un proceso irreversible, ya que cualquier agradación trae consigo el recubrimiento del sustrato rocoso por sedimentos detríticos.

En el plano vertical y en cualquier tramo del canal, es posible distinguir tres posibles procesos a largo plazo: agradación (sedimentación), degradación (erosión) y equilibrio. En el plano horizontal, el grado de erosión del cauce determina la velocidad potencial de la migración lateral de la corriente, es decir, de la formación de meandros.



Se ha prestado una atención especial a la determinación de dos valores, conocidos como velocidad de erosión crítica y fuerza de tracción crítica. El término crítico en estas expresiones se refiere a los valores mínimos de velocidad y fuerza de tracción (empuje, arrastre, rodadura, etc.) que se necesitan para poner en movimiento partículas de un tamaño determinado. Hjulstrom en 1935 llegó a demostrar que el material que puede ser removido con mayor facilidad es el de 0,25 mm de diámetro y que se pone en movimiento cuando la velocidad del agua es de 0,2 m/seg (figura 4).

Figura 4. Diagrama de Hjulstrom
Figura: www.geovirtual.cl

No es posible deducir directamente el grado de erosión que se alcanzará a partir de la velocidad crítica de erosión. Teniendo en cuenta que el ensanchamiento del canal provoca una disminución de la velocidad del agua, es posible concebir la existencia de un mecanismo de autorregulación. Varios investigadores han afirmado que durante una fase de crecida se pueden producir importantes modificaciones y socavaciones verticales.

Muchos de los experimentos realizados de esta manera han puesto de manifiesto la importancia de la meteorización en la preparación de los materiales finos de los márgenes para una rápida remoción de los mismos. Una orilla se puede erosionar más rápidamente en invierno, después que los ciclos hielo-deshielo han dejado el terreno más suelto que en verano, con un caudal análogo.

Una vez que el sedimento se ha puesto en movimiento, el transporte del mismo puede realizarse como carga de fondo o como carga en suspensión. La distinción entre estas dos partes de la carga total del sedimento se ve dificultada por el intercambio que se produce entre ambas. Una partícula individual puede estar en suspensión temporalmente, pero luego cae al lecho para formar parte de la carga de fondo. El transporte de los detritos puede realizarse por flotación, disolución, suspensión, rodadura o rodadura, reptación, saltación o combinación de éstas (figura 5).

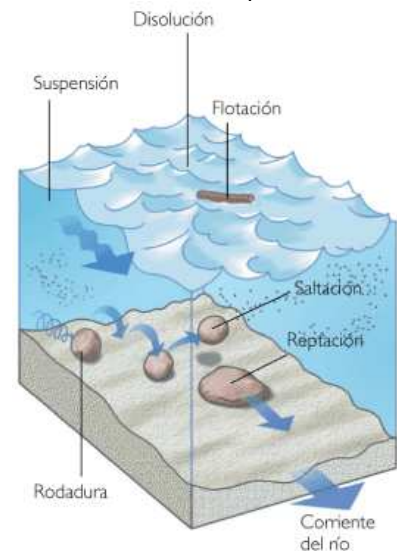


Figura 5: Transporte del sedimento en corrientes fluviales
Fuente: www.co.kalipedia.com

Los granos ruedan, se deslizan o saltan en el fondo del lecho con su peso soportado fundamentalmente, por el contacto con éste. Algunas de las partículas desplazadas, sobre todas las más finas, ascenderán en el fluido, siendo su peso soportado por corrientes de turbulencia ascendentes. Estas partículas constituyen la carga en suspensión y pueden ser transportadas durante largas distancias, sin contacto alguno con el lecho de la corriente.

Existen grandes diferencias entre la carga de fondo y la de suspensión, en lo referente al tamaño de las partículas, peso total y velocidad de la corriente. Las partículas más finas dentro de la carga en suspensión pueden moverse a una velocidad similar a la del agua, en tanto que la carga de fondo es más lenta.

El movimiento del sedimento se debe al arrastre o esfuerzo de cizalla ejercido por el flujo del agua. Las dos variables fundamentales parecen ser la velocidad de la corriente y el material del lecho. Al considerar la primera, se tienen en cuenta también el perfil general de las velocidades y el grado de turbulencia; al describir la segunda, se considera el tamaño, forma, densidad y cohesión. La interdependencia de las variables viene a complicar todo el proceso.

Se llama carga límite de una corriente al peso máximo que puede transportar (por encima de él, la corriente debería depositar parte de la carga). Por su parte, se denomina competencia de una corriente a la posibilidad que tiene de transportar materiales de la máxima dimensión compatible con su velocidad.

Sistema y cuenca de drenaje

La formación de un valle fluvial depende de la estructura del terreno, del clima y de la estructura geológica subyacente, que determina la diversa resistencia a la erosión ofrecida por las rocas. Un río o colector principal y todos sus afluentes o tributarios constituyen un sistema fluvial. El área o superficie total de la cual recibe agua y aluviones forma la cuenca de drenaje (figura 6 a). En ella se puede medir el número de segmentos, longitud, gradientes, áreas y órdenes de los segmentos (figura 6 b) (Strahler y Strahler, 1994).

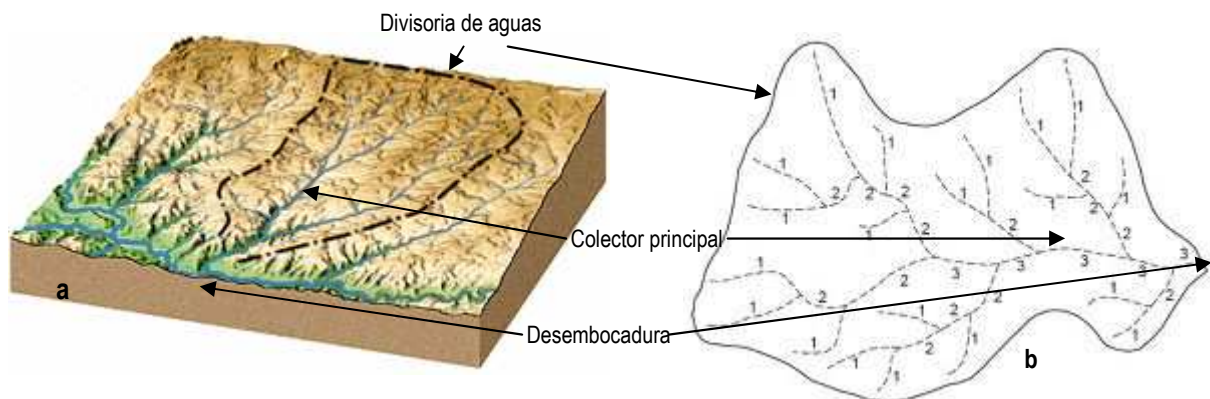


Figura 6. Cuenca de drenaje

Fuentes: www.recursos.educarex.es, www.civilgeeks.com

Rice (1983) sostiene que la gran ventaja de una cuenca de drenaje como unidad de estudio radica en que puede ser analizado como un sistema abierto. Esto es, como un sistema en el que se produce una constante ganancia y pérdida, tanto de masa como de energía. Así, la cuenca de drenaje puede ser definida como el ámbito geográfico donde se captan, concentran y producen los movimientos de agua y materiales. Según la teoría general de sistemas, en un sistema abierto se necesitan límites. En el sistema fluvial, los límites están representados por las divisoria de aguas (*divortium aquarum*).

La entrada de energía se produce por las lluvias que introducen aguas en la cuenca activa (la cuenca de alimentación) y también por los movimientos diastróficos (ascenso y descenso relativo de los terrenos). La salida de energía y materiales se produce en la desembocadura del sistema fluvial. Entre los extremos - la cuenca de alimentación o activa y la desembocadura- se producen los intercambios de energía y trabajo geomorfológico, especialmente en los cauces, resultando así diversas formas de relieve.

La entrada de agua al sistema puede hacerse desde cualquier lugar de la cuenca, a excepción de su desembocadura, aunque la mayor concentración se da en la cuenca activa. Cada riachuelo se une a otro o desemboca en el cauce o colector principal, de modo que forman cuencas de mayor tamaño. Los cauces que reciben aporte de los otros, crecen en longitud y caudal. Las confluencias de estos arroyos suelen formar ángulos agudos y así la descarga es transportada aguas abajo.

Se ha desarrollado una extensa terminología descriptiva para los diseños o patrones de drenaje o avenamiento (llamados también modelos) que los ríos forman sobre los paisajes. Generalmente se reconoce que los diseños de avenamiento reflejan la influencia de factores tales como pendientes iniciales, desigualdades en la resistencia de las rocas, controles estructurales, distrofia reciente, historia geológico-geomorfológica de la cuenca de drenaje, entre otros. Los diseños son de gran ayuda para la interpretación geomorfológica, porque sobre ellos han influido múltiples factores. Los tipos de diseño o drenaje más comunes son: anárquico, dendrítico, reticulado o en enrejado, rectangular, radial (centrípeto y centrífugo), paralelo, etc.

En la red de afluentes y emisarios, es posible distinguir los siguientes tipos de corrientes:

- *Corrientes antecedentes*: son los que han mantenido sus valles sobre cuevas tectónicas, porque el río es más antiguo que la deformación. Los ríos y valles antecedentes son comunes únicamente en regiones orogénicas activas. El río antecedente logra conservar la pendiente de su cauce desde sus fuentes situadas detrás de las montañas hasta las llanuras del frente, como los ríos Indo, Ganges, etc.
- *Corrientes consecuentes*: siguen la dirección general e inicial de la superficie.
- *Corrientes insecuentes*: son ríos pequeños, semejante a dendritas. No muestran ninguna dirección o control. Se observan en aquellas áreas donde las rocas no tienen textura granuda visible y ofrecen resistencia uniforme a la erosión.
- *Corrientes obsecuentes*: se deslizan por el frente de una cuesta para desembocar en uno subsecuente. Se halla siempre opuesto al buzamiento o inclinación general de los estratos.
- *Corrientes resecuentes*: nacen del dorso de las cuevas, con dirección similar a los consecuentes, pero en un nivel de erosión diferente al original.
- *Corrientes sobreimpuestas*: son aquellas que han sido bajadas o sobrepuestas a un paisaje. Los ríos iniciados en una cubierta con una red fluvial apropiada a su estructura, pueden excavar sus valles e las rocas subyacentes, manteniendo su cauce con escasa o ninguna relación con las estructuras geológicas en las que se apoyan. Esta red fluvial se ha llamado superpuesta o Erígena, por haber sido grabada sobre ella como herencia de la cubierta desaparecida. Son ejemplos los ríos que cruzan los Apalaches (Hudson, Delaware) o la Precordillera (Mendoza, San Juan).
- *Corrientes subsecuentes*: se desarrollan en la dirección de las tierras bajas, siguiendo los planos de debilidad de las rocas o paralelos a las líneas de cuevas.

Desarrollo de un valle fluvial

Un valle fluvial (figura 7) toma forma por la actuación de tres mecanismos concomitantes: la profundización, el ensanchamiento y el alargamiento.



La profundización del valle se efectúa mediante varios procesos:

- Acción hidráulica.
- Corrosión y abrasión en el piso del valle.
- Perforación de hoyos de remolino (pilancones y marmitas) a lo largo del piso del valle y al pie de las cascadas y cataratas.
- Corrosión.
- Meteorización del lecho del río más la remoción subsiguiente del material fragmentado, por acción hidráulica.

El ensanchamiento del valle puede ser efectuado de distintas maneras:

- Erosión y aplanamiento lateral efectuado por el río para remover el material de la base de la orilla del río por acción hidráulica.
- Lavado pluvial o lavado en manto de los costados del valle.
- Formación de cárcavas y abarrancamientos.
- Formación de meandros.
- Meteorización y remoción en masa.
- Unión de afluentes y tributarios, que ataca la pared del valle desde dos frentes.

Figura 7. Tramos y procesos en un valle fluvial

Fuente: www.madrimasd.org

El alargamiento del valle fluvial se produce por:

- Erosión retrocedente de las cabeceras y capturas fluviales
- Aumento del tamaño de sus vueltas o meandros.
- Construcción de deltas y abanicos aluviales
- Ascenso del nivel del terreno o descenso del nivel del mar o de un lago.

Trazado fluvial y sus problemas

Los lechos fluviales de las corrientes de agua permanentes o semipermanentes de llanura se descomponen en sentido transversal en un sector sumergido o canal de estiaje y un lecho o valle normal, ordinario o aparente (el de aguas medias y altas). En las llanuras de clima muy regular e n sus precipitaciones, ambos elementos están confundidos. Más allá de las orillas o márgenes se extiende muchas veces un lecho o valle extraordinario o de inundación, ocupado sólo en las crecidas, que forma la planicie o llanura aluvial o de inundación (figura 8)

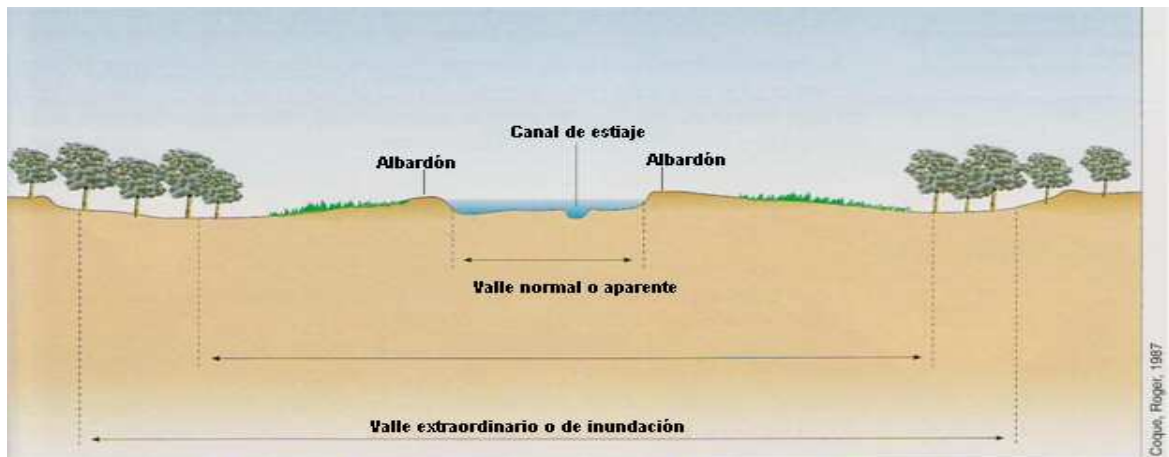


Figura 8. Perfil transversal de un río.

Fuente: Coque, 1987

Las corrientes de agua con carga gruesa y las que tienen un lecho móvil van redondeando las sinuosidades longitudinales de su lecho, debido a las leyes de la hidrodinámica. El caudal de un río en estiaje describe sinuosidades en el interior del lecho aparente. No toda sinuosidad es un meandro. Esta denominación se reserva para un trazado que se aparta, sin motivo aparente, de su dirección de escorrentía, para volver a ella, luego de describir una profunda curva.

Un meandro, lo mismo que una sinuosidad, tiende a exagerarse. La corriente principal se traslada hacia el lado exterior del meandro, para pasar muy cerca del margen cóncavo, abrupto, por la máxima erosión. A costa de acentuarse, los *meandros vecinos pueden estrangularse* por: a) *desbordamiento o inundación*: cuando luego de una crecida, la corriente conserva el trazado más corto y rectilíneo y b) por *contacto o tangencia*: cuando la exageración de la curva y la erosión reducen el contacto entre dos secciones del meandro, cortándolo.

Una vez estrangulado, del antiguo meandro queda un brazo muerto, que se denomina lago ox-bow o en medialuna. Al mismo tiempo que se exageran, los meandros migran aguas abajo. La explicación reside en que la línea de máxima profundidad necesita un tiempo para alcanzar su desplazamiento hacia la orilla cóncava.

Para que se forme un meandro debe existir un estado de equilibrio entre la pendiente, el caudal, la carga sedimentaria y la resistencia de sus márgenes, es decir, entre la potencia neta y la resistencia de las orillas. Se denomina potencia neta a la energía representada por la cantidad de agua menos la absorbida por los rozamientos y el transporte del agua y de la carga.

Los ajustes en el recorrido de un río –meandros y sinuosidades– son ajustes a la energía del curso o sistema fluvial. El río como todo sistema dinámico se halla en equilibrio y modifica constantemente su gradiente de energía. Cambia un parámetro físico del sistema, sin variar sustancialmente su morfología. Si necesita aumentar el recorrido, sin variar el gradiente, forma meandros. Si necesita disminuir el recorrido, aumenta el gradiente y acorta las distancias, dejando meandros estrangulados y lagos ox-bow.

Perfil longitudinal y de equilibrio

En las corrientes de agua con lecho móvil, el perfil puede cambiar con cada crecida por la erosión o aluvionamiento, como también cuando hay perturbaciones en el drenaje. Cuando aumenta la pendiente, los

materiales gruesos avanzan y se acumulan en el lugar, donde la corriente disminuye, regularizando el perfil en función de la carga de la corriente fluvial. El perfil móvil es el que asegura la evacuación de la totalidad de la carga y es el único al que puede denominarse perfil de equilibrio.

Los perfiles reales están constituidos por segmentos separados por rupturas de pendiente (saltos, cataratas, cascadas, etc.), cuyas pendientes varían según la naturaleza de la roca, el caudal local, y la carga, entre otros factores. La presencia de un afluente poco cargado coincide con una disminución de la pendiente y viceversa. Naturalmente, la pendiente es más pronunciada en las montañas por motivos orogénicos y llega a ser nula en los estuarios donde penetra el mar, lo que hace que la curva general sea cóncava.

Así en cada punto del perfil longitudinal de un río (figura 9) existe un perfil de equilibrio provisorio, es decir, que en todo el recorrido se observa la pendiente justamente necesaria para evacuar la carga. El perfil de equilibrio constituye un conjunto de puntos interdependientes, de tal modo que todo lo que sucede aguas arriba o más debajo de un punto cualquiera del perfil, influye en la pendiente de equilibrio y por lo tanto, en el nivel de dicho punto.

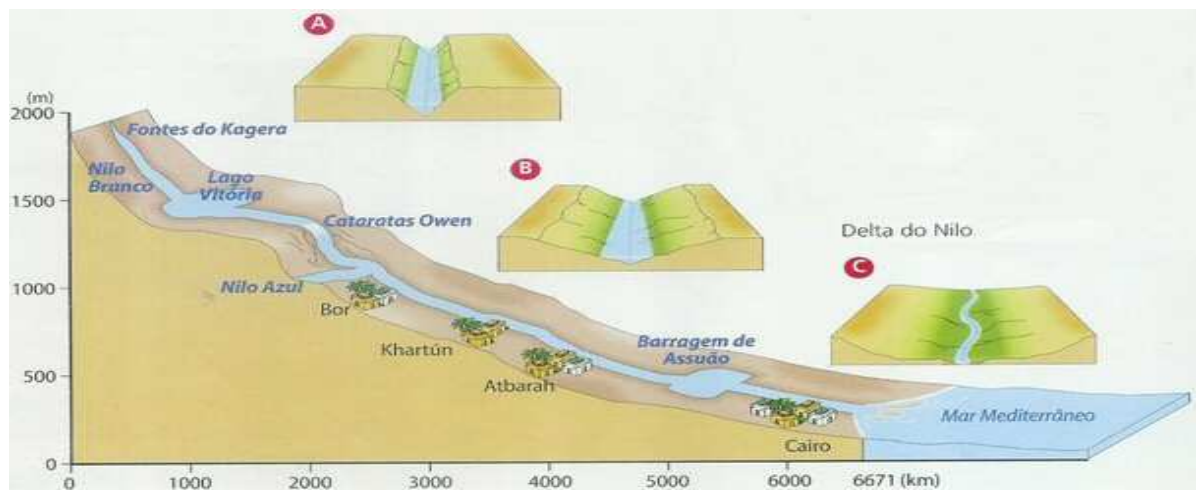


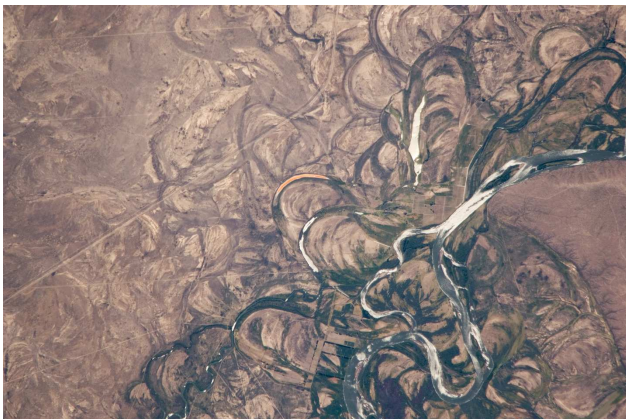
Figura 9. Perfil longitudinal de un río (Nilo)

Fuente: www.prof2000.pt

El aspecto general de la mayor parte de los perfiles de equilibrio es cóncavo, ya que el caudal aumenta normalmente desde la cabecera a la desembocadura y la carga disminuye de calibre por el desgaste durante el transporte, por abandono selectivo de los materiales más gruesos. Todos los puntos del perfil son solidarios y de nivel variable, excepto el nivel de base (local o general). Es falso que en un perfil de equilibrio, al final de su evolución deba fatalmente dar lugar a un cúmulo de aluviones.

El perfil de un afluente se establece en función de la confluencia con el río principal. La altitud de este río es móvil. Si se trata de una corriente poco regular o poco activa, puede considerarse la confluencia con el río principal como de nivel prácticamente fijo y constituye un nivel de base local de la pequeña corriente, en oposición al nivel de base general o grandioso, que es el nivel de los océanos. Situación similar se manifiesta con la presencia de los lagos y embalses.

Relieves fluviales. Modelado resultante de la deposición o sedimentación fluvial



Entre los relieves fluviales producto de la acumulación sedimentaria, se reconocen las planicies aluviales o llanuras de inundación, los albardones, los abanicos aluviales y los deltas.

Las llanuras de inundación o planicies aluviales (figura 10) son definidas como áreas de tierra aluvial inundadas periódicamente por las corrientes a las cuales bordean. Han sido tratadas por lo común como relieves llanos y monótonos.

Figura 10. Planicie aluvial, meandros y lagos ox-bow.

Fuente: www.fayerwayer.com

Se pueden distinguir dos grandes grupos de procesos: a) la sedimentación en la superficie de la llanura de inundación, realizado por las aguas que se desbordan de los límites del canal durante los períodos de crecida o avenida y b) la deriva de los canales, cuando un segmento del canal se desplaza lateralmente y deja tras de sí, los depósitos que suelen ser aproximadamente iguales en volumen al material erosionado en la orilla cóncava. Los rasgos más característicos presentes en estas planicies son los albardones, los rellenos de aluviones o de arena, las cuencas de inundación y los meandros abandonados o lagos ox-bow.

Los albardones o levées (figura 11) son crestas de dirección paralela al cauce, formados por la fracción gruesa del material en suspensión, depositado tan pronto como el agua escapa de su canal. Constan sobre todo de arena y limo. Pueden estar interrumpidos por grietas denominadas *crevasses*, por las que se derrama el agua al subir el nivel del río en las crecidas. Esta agua puede demorar en reintegrarse a la corriente, circulando en forma paralela al curso principal por la planicie de inundación. Algunos afluentes pueden ocupar una posición lateral en esta planicie, circulan largos trayectos en forma paralela al río y reciben el nombre de *corrientes yazzo*.

El cinturón de meandros puede no ocupar la anchura total de la planicie de inundación. En la migración de meandros, quedan numerosos lagos ox-bow en diferentes fases de relleno, tanto de materiales del lecho como de residuos orgánicos de las plantas que crecen en el lago.

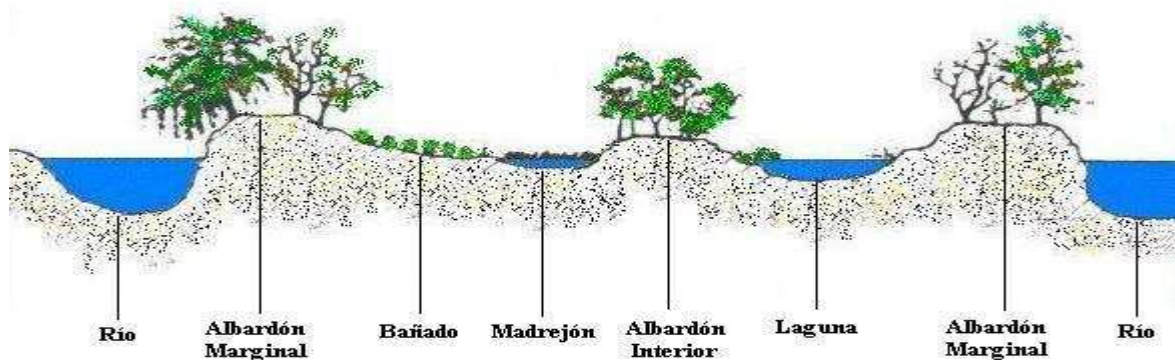


Figura 11. **Albardones fluviales**
Fuente: www.tigre.galeon.com

Los abanicos aluviales o conos de deyección (figura 12) están compuestos por materiales detríticos y con forma parecida a un segmento de cono invertido. Los abanicos aluviales se encuentran en casi todos los ambientes climáticos, aunque se los conoce mejor en zonas áridas y semiáridas. El factor más importante de su desarrollo es el contacto brusco de zonas montañosas y tierras bajas planas. Cuando una corriente que procede de zonas altas pierde su capacidad de transporte, deposita toda la carga o parte de ella. El tamaño del abanico resultante está directamente relacionado con el área de la cuenca de drenaje de las áreas elevadas. Los conos de deyección pueden unirse a lo largo de un frente continuo, dando lugar a la geoforma denominada *bajada* de las zonas áridas. Los gradientes superficiales más pronunciados se encuentran también cerca del ápice, siendo la norma, ángulos menores de 5° . Estudios recientes han demostrado que muchos abanicos aluviales se forman no sólo por corrientes fluviales, sino también por coladas de detritos o de barro. La posición de los materiales acumulado cambia a menudo, al abandonar su curso los viejos cauces y adoptar otros nuevos. Por lo tanto, la superficie de un abanico o cono aluvial se puede dividir en áreas de arroyada activa y abandonada.

Muchos abanicos presentan un ápice que penetra suavemente hacia el valle que disecta el frente montañoso. Otros se hallan surcados por los principales cursos de agua. Estos surcos de cabecera parecen indicar que la agradación o sedimentación ha cesado y que sobreviene una fase de erosión.

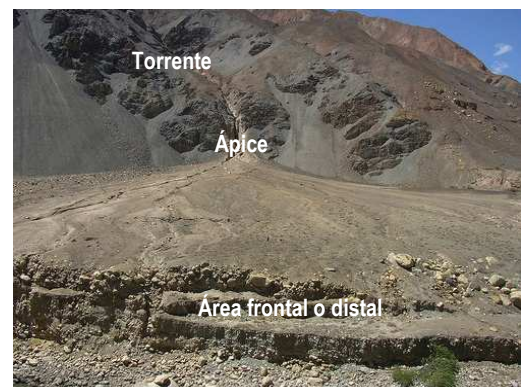


Figura 12. **Abanico aluvial o cono de deyección**
Fuente: www.flickrriver.com

Los deltas (figura 13) son acumulaciones sedimentarias similares a los abanicos aluviales y situados donde las corrientes pierden parte de su capacidad de transporte. Los deltas se forman dentro del agua. El requisito inicial es que el volumen de material aportado por el río sea superior al erosionado por los agentes marinos o lacustres. Son también factores importantes:

- La densidad y salinidad del agua.
- El carácter de la carga fluvial.
- La naturaleza de los procesos costeros.
- Los hábitos de crecimiento de la vegetación que coloniza la zona.

La densidad y salinidad de la masa de agua que recibe la corriente fluvial afecta a la velocidad de depositación de la carga que va llegando. Si un río de aguas cenagosas vierte su carga en aguas altamente salinas, la fracción arcillosa de la carga en suspensión flocula, dando partículas más grandes, que se depositan rápidamente en el lecho; por ejemplo, el delta del río Terek en el mar Caspio, avanzaba unos 300 m al año antes de ver disminuido su caudal por el riego. En contraste, otros ríos de cargas densas y pesadas parecen y pueden penetrar por debajo de la superficie de lagos de agua dulce y transportar toda la carga hacia las partes más profundas de la cuenca.

En un medio en que los procesos costeros pueden redistribuir todo el sedimento que suministra el río, no es posible la formación de largos albardones aislados, ya que el avance del delta tiene lugar a lo largo de un frente mucho más amplio. Si hay baja energía, pueden desarrollarse albardones a ambos lados de los canales del río principal, como ocurre en el delta del río Mississippi (figura 13 b). Asimismo puede cambiar de dirección de avance a lo largo de su evolución histórica, como se observa en la figura 13 a. No es raro encontrar un segmento de delta en avance, mientras que otro se halla estacionario o en retroceso. La razón de tal situación debe buscarse en los cambios periódicos en los sistemas distributarios.

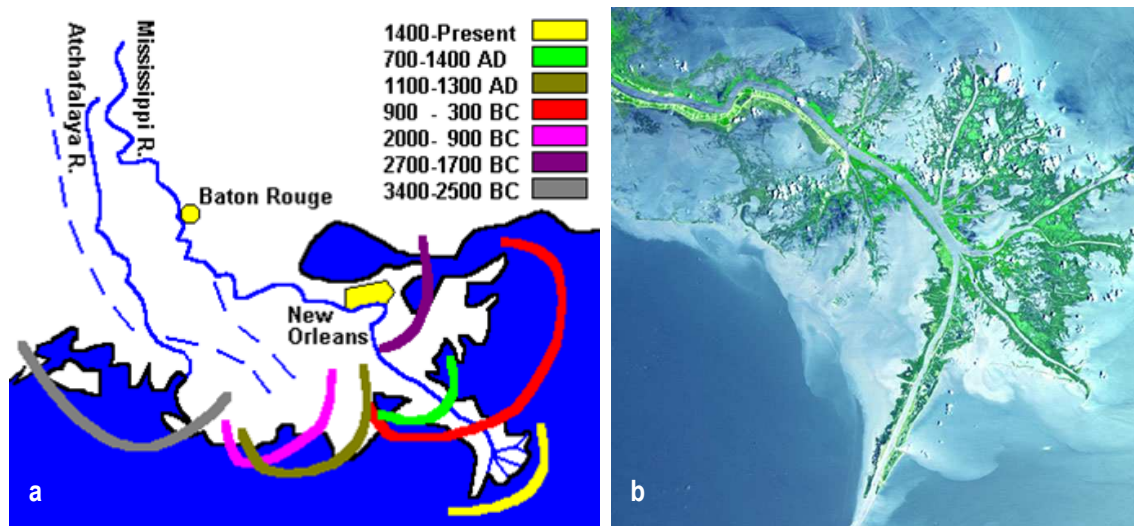


Figura 13. Evolución histórica y morfología del delta del río Mississippi.

Fuente: www.serc.carleton.edu, www.madrimasd.org

Con frecuencia, los sedimentos fluviales, lacustres y marinos se hallan interestratificados. Por lo común, los sedimentos arrastrados por los ríos son depositados en su desembocadura. En las crecientes, los sedimentos más gruesos no se depositan en forma paralela a la anterior, sino algo más oblicua, formando la capa frontal de avance, con estatificación diagonal. Aumenta la altura hacia el interior, puede aflorar y ser rápidamente colonizada por la vegetación. Sobre las capas basales se depositan las frontales o de avance y sobre ellas, otras capas dorsales, más o menos horizontales. Estas tres capas deltaicas crecen coordinadamente, aunque existen deltas que pueden carecer de alguna de ellas.

Se ha afirmado en ocasiones que los deltas están limitados a costas de escasa oscilación mareal. Esto es totalmente incierto en el caso del delta del río Ganges, en la bahía de Bengala, con mareas de 3 m y más y del río Irawadi, con amplitudes de mareas superior a los 5 m. La excavación mareal puede tener un efecto importante en los detalles de superficie, ya que las corrientes que originan pueden movilizar sedimentos fluviales que se acumulan a lo largo de los canales distributarios.

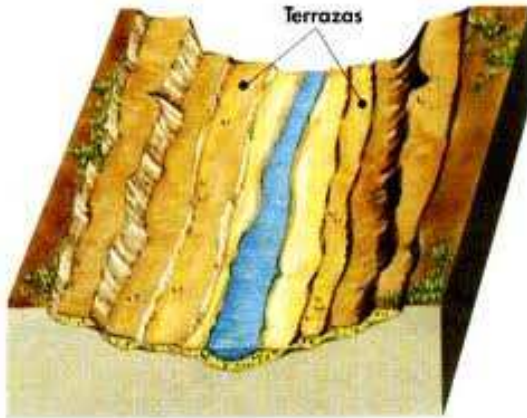
Un factor que ejerce una influencia secundaria importante lo constituye la naturaleza de la cobertura vegetal. Las plantas retienen los sedimentos con sus raíces, elevando el nivel superficial de las acumulaciones

sedimentarias, siendo así colonizadas por hierbas del género *Spartina* y juncos. En las áreas más elevadas y secas – albardones- , pueden aparecer árboles.

Geformas resultantes de la erosión fluvial

Las terrazas (figuras 14 y 15) constituyen la geoforma fluvial debida a la erosión fluvial. En ocasiones, está asociada a una previa depositación aluvial, ya que los sedimentos depositados a lo largo del fondo del valle pueden ser posteriormente disectados o erosionados, dando lugar a terrazas llanas o ligeramente inclinadas, elevadas por encima del nivel de inundación actual. Estas terrazas varían en morfología, estructura y origen.

Las terrazas fluviales son rasgos erosivos producidos por el río para ajustar el proceso para un cambio en el nivel de base. Un curso fluvial puede hallarse en equilibrio y ensancha notablemente su valle. Al descender su nivel de base (cambia la pendiente si asciendo el continente o descendiendo el mar), se agrega nueva energía potencial al sistema y lo desequilibra. Todo sistema fluvial vuelve a trabajar para retomar el equilibrio, profundizando y ensanchando el valle, para adecuarlo a las nuevas condiciones de equilibrio. Al profundizar el valle, deja un escalón en ambos márgenes, denominadas terrazas. Como se origina por erosión, se denominan terrazas erosivas. No hay terrazas de deposición, sino bancos de valle. Sólo hay terrazas de erosión.



Las terrazas pueden estar construidas en la misma roca o en una secuencia de rocas. Se llaman por lo tanto terrazas rocosas o de erosión, elaboradas por el río sobre el sustrato original. También el río puede excavar sus propios sedimentos, que han rellenado el valle, cuando se produce un ascenso del nivel del mar. Cuando se restituye el gradiente, el río disecta los sedimentos, formando terrazas aluviales.

Figura 14. **Terrazas fluviales**

Fuente: www.unpocodemuchosbastante.blogspot.com

Puede haber terrazas simétricas o asimétricas. Las primeras son el resultado de una rápida incisión vertical del río en el fondo del valle antiguo. Las segundas se forman como consecuencia de movimientos verticales y laterales de un río, que dejan precedentemente terrazas en un lado y luego en el otro, a niveles ligeramente diferentes.



Figura 15. **Terrazas Río Huanani, Bolivia**

Fuente: www7.uc.cl

Una tercera clasificación permite distinguir terrazas según su factor de formación. Se pueden reconocer dos causas formadoras principales: a) variaciones en el nivel de base y b) cambios climáticos. De los dos factores, los más favorables al desarrollo de terrazas fueron las rápidas fluctuaciones climáticas del Pleistoceno. El crecimiento y fusión de los casquetes de hielo produjo oscilaciones en el nivel del mar, que afectaron a los cursos fluviales más bajos de todas las latitudes. La variación simultánea en el aporte de sedimentos y en la capacidad de transporte de las corrientes, modificaron la capacidad fluvial cerca de la cabecera de muchas cuencas de drenaje, en función de los diferentes climas existentes.

Referencias bibliográficas

Coque, R. 1987. *Geomorfología*. Ed. Alianza Universidad. Madrid.

Rice R. J. 1983. *Fundamentos de Geomorfología*. Editorial Paraninfo. Madrid.

Strahler A. y Strahler A. 1994. *Geografía Física*. Ed. Omega. Barcelona.