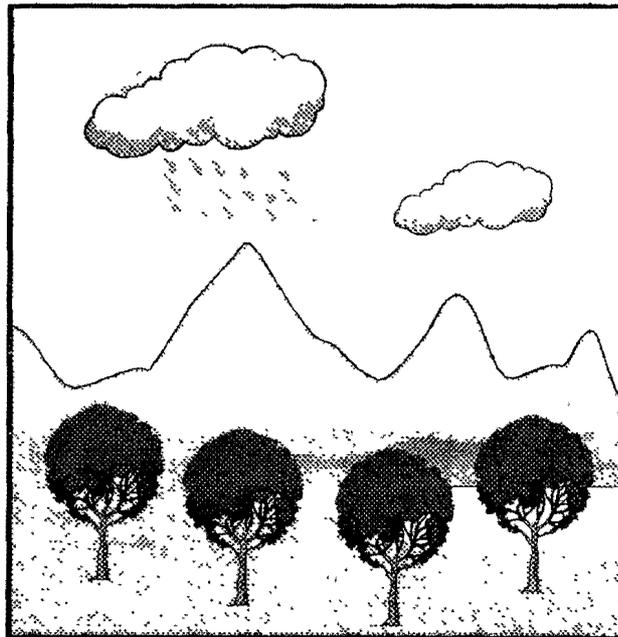


01829

Escuela de Ingeniería de Antioquia

GEOMORFOLOGIA FLUVIAL EN LA PREVENCION DE DESASTRES Y EN LOS ESTUDIOS AMBIENTALES

SEMINARIO NACIONAL



Junio 1, 2 y 3 de 1995

Calle 25 sur # 42 - 73
ENVIGADO

1

RHEOLOGIC, GEOMORPHIC, AND SEDIMENTOLOGIC DIFFERENTIATION OF WATER FLOODS, HYPERCONCENTRATED FLOWS, AND DEBRIS FLOWS

JOHN E. COSTA

U.S. Geological Survey, David A. Johnston Cascades Volcano Observatory, Vancouver, Washington

INTRODUCTION

When investigating floods, especially in small, mountainous basins, one of the most important tasks is to properly identify the flow process that occurred in the basin. Variation in flow processes are caused mainly by the character and content of sediment entrained in the flow. Failure to properly identify the type of flow has led to significant scientific misunderstanding and erroneous remedial practices in many areas. Mitigating procedures for normal floods, such as channelization and damming, may be ineffective for other types of flows. For example, channelization for debris flows is ineffective because channels can quickly become blocked, causing subsequent surges to flow in new directions. Channel improvements during the 1964 dry season in the Rio Reventado channel in Costa Rica proved unsuccessful. The first storm of the rainy season promptly filled the enlarged channel with mud and rock debris (Waldron, 1967). Peak discharge values calculated using evidence from debris flows usually lead to excessive estimates of floods in small basins, and because of sparse rainfall data in mountainous regions, indirect-discharge estimates have been used by some hydrologists and engineers to determine the rainfall that occurred during a storm. This usage may lead to inaccurate estimates of rainfall and flood discharges for

the design of flood control structures (Costa and Jarrett, 1981).

The purpose of this chapter is to outline and describe the rheologic, geomorphic, and sedimentologic evidence for the most common types of flows that can occur in the channels of small, steep basins. The possible flow processes can be divided conveniently into three categories: (1) water floods, (2) hyperconcentrated flows, and (3) debris flows. Each category has some unique and diagnostic effects and products. However, in nature, there exists a continuum of flow conditions and sediment concentrations.

RHEOLOGY OF DIFFERENT TYPES OF FLOWS

Water Floods

Water floods, which are Newtonian fluids, have viscosities that are unique to a particular fluid composition at a specified temperature, and have essentially no yield or shear strength. Newtonian fluids have a linear relation between shear stress and rate of strain in which the slope of the line is the dynamic viscosity of the fluid:

$$\tau = \mu \frac{dv}{dy} \quad (1)$$

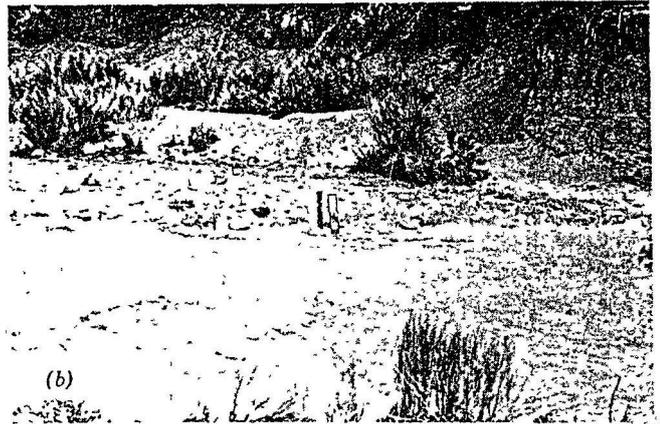


FIGURE 2. Photographs of (a) Newtonian water flood, Parish Creek, Utah. Note the turbulent nature of the flow. (b) Hyperconcentrated flow, Kanab Creek, Utah. Note the smooth flow surface and greatly decreased turbulence. (c) Debris flow, Slate Creek, Colorado. Note the absence of turbulence and the very coarse material being moved.

TABLE 1 (Continued)

Major Sediment-Support Mechanism	Viscosity (poise)	Fall Velocity (% of Clear Water)	Sediment Concentration Profile	Predominant Flow Type
Electrostatic forces, turbulence	0.01–20	100–33	Nonuniform	Turbulent
Buoyancy, dispersive stress, turbulence	20– \geq 200	33–0	Nonuniform to uniform	Turbulent to laminar
Cohesion, buoyancy, dispersive stress, structural support	\gg 200	0	Uniform	Laminar

and is called the Coulomb-viscous model and has the form

$$\tau = c + \sigma \tan \alpha + \mu \frac{dv}{dy} \quad (4)$$

Takahashi (1981) modeled debris flows as dilatant fluids, based on the experimental results of Bagnold (1954). Using Bagnold's concept of dispersive pressure P , the shear stress of debris flows is

$$\tau = P \tan \theta \quad (5)$$

where τ = shear stress

P = dispersive pressure

θ = the dynamic angle of internal friction

Dominant sediment-support mechanisms in debris flows are profoundly different from those in water floods. Cohesion is controlled by the amount of clay in the debris. Slurries with 8–10% clay can support sand-sized particles indefinitely. Buoyancy, controlled by the density difference of submerged solids and transporting fluid, is a major particle support mechanism in debris flows and could support 75–90% of the particle weight in debris flows (Costa, 1984). Dispersive stress (Bagnold, 1954) results from lift produced when forces are transmitted between particles in collision or near collision as one is sheared over another. Where sediment concentrations are large, dispersive stress is a dominant process in dynamic sediment flows.

Structural support, or grain-to-grain contacts providing a framework of particles in contact with the bed and each other, occurs at sediment volume concentrations greater than 35% and supports about one-third of the weight of coarse particles (Pierson, 1981). The efficacy of turbulence in debris flows is questionable because of the substantial viscosity and cohesion, as well as the laminar appearance of most debris flows (Enos, 1977).

Shear strength, and its effect on landforms and sediment characteristics, can be used to separate flow processes. During flood flows when sediment concentration is relatively small, shear strength increases slowly with increasing sediment loads, but the fluid can be considered to be approximately Newtonian. However, at some critical value, shear strength increases rapidly with increasing sediment concentration (Costa, 1984). Differences in this shear strength result in different sedimentology and landforms that are diagnostic of the different flow processes. These differences have been directly measured in active subaerial sediment flows originating at Matanuska Glacier, Alaska, studied by Lawson (1982).

A classification of sediment-transporting flows using measured or calculated sediment concentrations and shear strengths from laboratory slurries and natural flows is shown in Figure 3. The critical values of shear strength and sediment concentration between hyperconcentrated flows and debris flows vary with composition, texture, and sorting of sediments, and no single value can differentiate all situations. Water floods and hyperconcentrated flows trans-

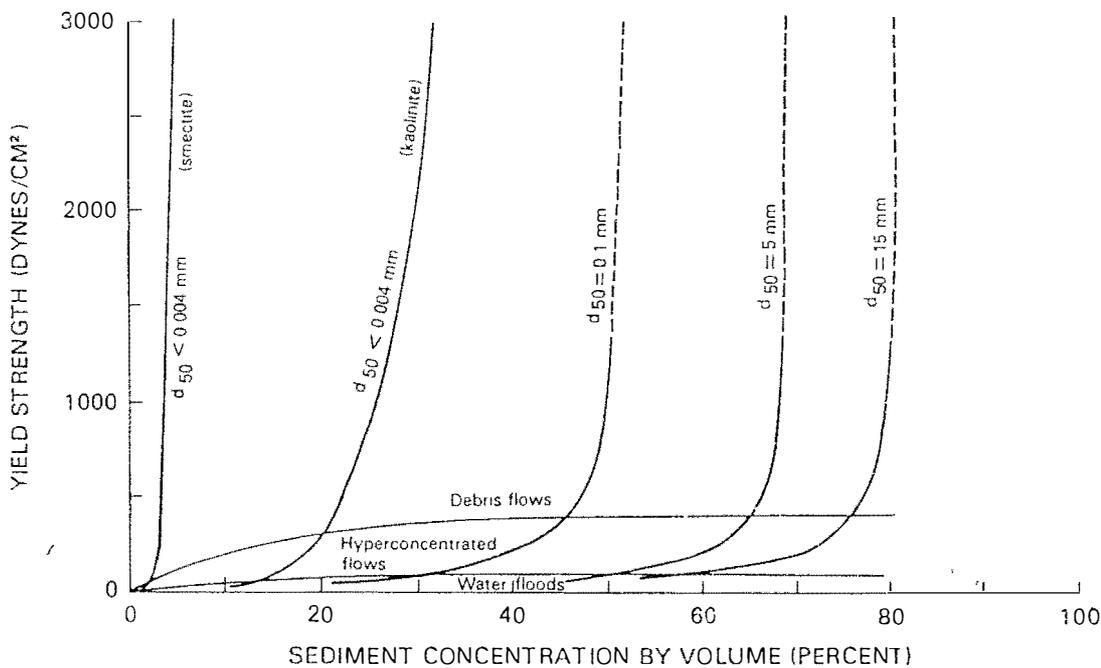


FIGURE 3. Classification of sediment-laden flows based on shear strength and sediment concentration. Data from Hampton (1972) and Kang and Zhang (1980)



FIGURE 4. Photograph of debris flow channel on Mount Massive, Colorado. View is toward source area. Note well-formed levees flanking the channel and the extraordinary large boulders in the left levee. Two people standing in the channel for scale.

s, restricts the formation of secondary circulation, and confines sediment to the outside of meanders where it commonly is deposited. This is the opposite of water flood deposits where secondary currents in bends form point bars on the inside of meanders.

SEDIMENTOLOGIC EVIDENCE OF FLOW TYPES

Sedimentologic differentiation of different types of subaerial debris and sediment flows primarily is based on sorting and sedimentary structures (Table 2). In poorly sorted sediments water flood deposits usually produce sedimentary structures, including horizontal and inclined laminations, stratification, imbrication, cut-and-fill structures, and cross-bedding (Allen, 1982) (Fig. 5a). Some well-sorted sand sediments can appear massive. Sorting characteristics seem to be valuable clues to processes in mountain channels. Water flood sediments, commonly poorly sorted, generally are better sorted than debris flow deposits. Average Trask sorting coefficients (actually a limited measure of sorting because it takes into account only the middle 50% of the distribution) for water floods range from 1.8 to 2.7 (Costa, 1984). Textural plots of median grain size against standard deviation (Pe and Piper, 1975) and median grain size versus the grain size of the coarsest one percent (CM grams) (Bull, 1962) seem to differentiate water flood sediments and debris flow sediments.

Hyperconcentrated sediments and their characteristics are poorly understood. At Mount St. Helens, Washington, hyperconcentrated flows in large rivers have suspended-sediment concentrations of 57–67% by weight (35–45% volume). These deposits have a coarse, sandy texture with distinctly less fines than debris flow deposits and are

more poorly sorted than most water flood deposits of similar median size, with graphic sorting values of 1.1–1.6 ϕ . These deposits have a generally massive or poorly developed horizontal stratification with thin gravel lenses, a clast-supported noncohesive open-work structure, and reverse-graded subunits (Scott, 1985) (Fig. 5b).

Starkel (1972) studied debris flows in the Darjeeling Hills of northern India. Field evidence for the transition from debris flows to hyperconcentrated flows along the lower valley bottoms consists of (1) a decrease in the relative amounts of fine-grained sediments, (2) numerous percussion marks on large boulders indicating turbulent transport, (3) imbrication of coarse-gravel clasts, (4) extensive erosion of valley fill and bedrock, and (5) extensive deposition of open-framework boulders on valley floors (Starkel, 1972).

Debris flow deposits consist of a uniform distribution of sizes from clay to boulders. The largest clasts are supported by a matrix of sand, silt, and clay, but some debris flow deposits can be clast supported if the matrix drains or is washed away. Despite this complication, the distinguishing feature of undisturbed debris flows is a mud matrix surrounding larger particles (Blackwelder, 1928; Crandell, 1971) (Fig. 5c). A debris flow matrix also may contain lightweight materials such as wood and bark fragments, pine needles and cone chips, and animal droppings that should have floated away if water or hyperconcentrated flows were responsible for the deposits. Numerous bubble holes (vesicles) also are more common in the fine matrix material of debris flows than in water-deposited fine sediments (Sharp and Nobles, 1953; Crandell, 1971).

Sedimentary structures, including stratification, are virtually nonexistent in debris flow deposits; however, contacts between different flows tend to be distinct. Debris flow sediments are very poorly to extremely poorly sorted. Average Trask sorting coefficients range from 3.6 to 12.3 (Costa, 1984), and at Mount St. Helens, graphic sorting of debris flow deposits ranges from 3.0 to 5.0 ϕ (Pierson and Scott, 1985). Other textural characteristics that may be helpful in identifying debris flow deposits are positive skewness and bimodal size distributions (Sharp and Nobles, 1953; Scott, 1971).

Because of the small difference in density between boulders and fluid material in debris flows, buoyant forces and dispersive pressures may concentrate boulders at the top of the deposit, forming reverse grading (Fisher, 1971; Naylor, 1980). However, some debris flow deposits are normally graded. Clast fabric can also be used to identify debris flow deposits. In thick, viscous flows that have a relatively small water content, the larger clasts have a random orientation throughout the deposit (Lawson, 1982). In more fluid flows that are less viscous, particles may have a poorly preferred orientation parallel or perpendicular to the flow direction (Lindsay, 1968; Mills, 1984).

ear strength with increasing sediment concentrations. Onset of this strength results in different types of flow and sediment support mechanisms, which in turn produce different landforms and sedimentary structures. Hyperconcentrated flow landforms and deposits rarely have been studied and are poorly understood. These flows are transitional between more normal water floods and debris flows, they retain characteristics of both. They have been difficult to identify as causing unique landforms and deposits because such flows are relatively rare and transitional. Difficulties in interpretation of process also may occur because a single rainstorm produces multiple types of flows in the same basin. However, the correct identification of these processes is essential for understanding sediment motion, routing, and storage, proper design of mitigation measures, and accurate delineation of hazard zones. The key to an accurate landform and sediment interpretation is a field.

ACKNOWLEDGMENTS

I would like to thank Patrick A. Glancy, R. Craig Kochel, Donald L. Hiler, and Carol Anderson for helpful and constructive reviews. Thomas C. Pierson and Kevin M. Scott for support and ration.

REFERENCES

- Allen, J. R. L. (1982) "Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis, Vols. 1 and 2" Elsevier, Amsterdam.
- Arnold, R. A. (1954) Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc Soc London, Ser A* **225**, 49-63.
- Armitage, V. R. (1984) Flood sedimentation in bedrock fluvial systems. *Mem Can Soc Pet Geol.* **10**, 87-98.
- Armitage, J. P., and Culbertson, J. K. (1964) Hyperconcentrations of suspended sediment. *J. Hydraul Div Am Soc Civ Eng* (HY6), 117-128.
- Atterberg, E. C., and Green, H. (1919) Paint, a plastic material and not a viscous liquid, the measurement of its mobility and yield value. *Proc Am. Soc Test Mater* **19**, Part II, 640-654.
- Bankwelder, E. (1928) Mudflow as a geologic agent in semi-arid mountains. *Geol Soc Am. Bull* **39**, 465-484.
- Beal, J. B., and McCutcheon, S. C. (1985) The effects of high sediment concentration on transport processes and flow phenomena. In "Erosion, Debris Flow, and Disaster Prevention" (F. Arisune, ed.), pp. 219-226. Toshindo Printers, Tokyo.
- Best, W. B. (1962) Relation of textural (CM) patterns to depositional environment of alluvial fan deposits. *J Sediment Petrol* **32**, 211-216.
- Best, W. B. (1964) Alluvial fans and near-surface subsidence in western Fresno County, California. *Geol Surv Prof. Pap (U.S.)* **437-A**, 1-71.
- Committee on Methodologies for Predicting Mudflow Areas (1982) "Selecting a Methodology for Delineating Mudslide Hazard Areas for the National Flood Insurance Program." Nat. Res. Council, Nat. Acad. Press, Washington, D. C.
- Costa, J. E. (1974) Stratigraphic, morphologic, and pedologic evidence of large floods in humid environments. *Geology* **2**, 301-303.
- Costa, J. E. (1984) The physical geomorphology of debris flows. In "Developments and Applications of Geomorphology" (J. E. Costa and P. J. Fleisher, eds.), pp. 268-317. Springer-Verlag, Berlin and New York.
- Costa, J. E., and Jarrett, R. D. (1981) Debris flows in small mountain stream channels of Colorado, and their hydrologic implications. *Bull Assoc. Eng Geol* **18**, 309-322.
- Costa, J. E., and Williams, G. P. (1984) Debris-flow dynamics (videotape). *Geol Surv Open-File Rep (U.S.)* **84-606**, 22-1/2 minutes.
- Crandell, D. R. (1971) Postglacial lahars from Mount Rainier volcano, Washington. *Geol Surv Prof Pap (U.S.)* **677**, 1-75.
- DeSloges, J. R., and Gardner, J. S. (1984) Process and discharge estimation in ephemeral channels, Canadian Rocky Mountains. *Can J Earth Sci* **21**, 1050-1060.
- Enos, P. (1977) Flow regimes in debris flows. *Sedimentology* **24**, 133-142.
- Fan, J., and Dou, G. (1980) Sediment transport mechanics. In "Proceedings of the International Symposium on River Sedimentation," pp. 1167-1177. Guanghai Press, Beijing, China.
- Fei, X. (1983) Grain composition and flow properties of heavily concentrated suspensions. In "Proceedings of the Second International Symposium on River Sedimentation," pp. 296-308. Water Resources and Electrical Power Press, Beijing, China.
- Fisher, R. V. (1971) Features of coarse-grained, high concentration fluids and their deposits. *J Sediment Petrol* **41**, 916-927.
- Gagoshidze, M. S. (1969) Mudflows and floods and their control. *Sov Hydrol.* **4**, 410-422.
- Graf, W. H. (1971) "Hydraulics of Sediment Transport." McGraw-Hill, New York.
- Hampton, M. A. (1972) The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *J Sediment Petrol* **42**, 775-793.
- Hampton, M. A. (1975) Competence of fine-grained debris flows. *J. Sediment Petrol.* **45**, 834-844.
- Johnson, A. M. (1970) "Physical Processes in Geology." Freeman & Cooper, San Francisco, California.
- Kang, Z., and Zhang, S. (1980) A preliminary analysis of the characteristics of debris flows. In "Proceedings of the International Symposium on River Sedimentation," pp. 225-226. Chinese Society of Hydraulic Engineering, Beijing, China.
- Knox, J. C. (1980) Geomorphic evidence of frequent and extreme floods. In Proc Eng Found Conf., "Improved Hydrologic

HOJA DE VIDA

JUAN LUIS CADAVID RESTREPO

Ingeniero civil, Universidad Nacional (1977); M. Sc. Universidad del estado de Colorado (1981); especializado en ingeniería hidráulica, hidrología y mecánica de ríos. Subdirector del Departamento de Presas Hidráulicas de Integral S.A. y jefe de las secciones de hidrología e hidráulica. Escatedrático en la Escuela de Ingeniería de Antioquia y del postgrado de recursos hidráulicos de la Universidad Nacional.

2. LA ESTRUCTURA DE LAS CUENCAS EN LA ZONA CENTRAL DE ANTIOQUIA

Por: LUIS ALBERTO ARIAS L. Ing. Geólogo.
CENTRO DE INVESTIGACIONES AMBIENTALES, UNIVERSIDAD DE ANTIOQUIA

2. 1 INTRODUCCIÓN

En el contexto de los estudios acerca de la evolución del relieve se perfilan dos marcos de referencia diferentes, separados por la dimensión temporal en la cual operan.

En un primer grupo se pueden reunir las investigaciones históricas acerca de la evolución del relieve, las cuales operan en un contexto del tiempo geológico. Su objetivo central es la de descifrar la historia geomorfológica de una región a partir del cúmulo de geofformas reliquias (antiguas) y actuales que conforman el relieve. En otros términos el reto para esta línea de trabajo consiste en definir **una columna estratigráfica** del relieve de una región dada. Para ello se puede hablar de un **tiempo geomorfológico** que se puede remontar hasta el período Cretáceo, en tanto, de algunas regiones del globo, aún persisten relieves modelados en dicho período (las superficies de erosión mas antiguas del continente africano).

En los Andes colombianos la persistencia de los relieves mas antiguos se presenta en el conjunto de altiplanos antioqueños que modelan la mayor parte de la cordillera central, el mas antiguo de los cuales puede corresponder al Mioceno e incluso al Oligoceno.

En el otro extremo de la escala se ubican los denominados **estudios funcionales** que centran su atención en el análisis de los procesos actuales y sus respuestas en términos de elaboración de geofformas activas. Estos estudios por sus características operan en el contexto del tiempo humano. Se concentran en el funcionamiento (procesos-resultados) contemporáneo del relieve y en el comportamiento físico-mecánico de los materiales cercanos a la superficie. Un gran número de estudios funcionales se centran en la comprensión.

Un gran número de estudios funcionales se orientan a comprender la dinámica de aquellos comportamientos mas activos de las cuencas, tales como el régimen hidráulico de las corrientes, la evolución de los lechos y la dinámica de los sedimentos activos.

Ambas estrategias metodológicas - históricas y funcionales - son pertinentes para el estudio de la estructura y funcionamiento de las cuencas de drenaje. Sin embargo, la realidad actual es que ambos operan aisladamente, con muy pocas posibilidades de compartir resultados.

La visualización de las cuencas como un sistema geomórfico, lleva a identificar un conjunto jerarquizado de subsistemas, cada uno de los cuales presenta diferentes niveles de ¹sensibilidad y recuperación y donde el sistema total (cuenca) se encuentra sujeto a un flujo temporal de cambios en sus entradas y salidas. Por lo tanto, en cualquier momento, cada parte del subsistema morfológico exhibe grados muy variables de ajuste a los procesos actuales.

La distribución espacial diferencial de los procesos, de sus eficiencias y de la respuesta morfológica del relieve (sensibilidad) permite establecer subdivisiones de la cuenca de drenaje.

Schumm (1977) distingue tres partes, utilizando como criterios el cambio en el régimen hidrológico (precipitación, caudales medios), la morfología del lecho principal (gradiente longitudinal) y el comportamiento de la carga sólida. Ver figura No.1.

En la parte superior (cuenca alta) predominan las gradientes pronunciadas de los lechos, constituye el receptáculo principal de recepción de las precipitaciones y consolidación de las crecientes y es la zona que aporta el mayor volumen de sedimentos.

Existe una parte intermedia (cuenca media) o zona de tránsito en la cual se da un equilibrio entre erosión y agradación. Finalmente en la parte inferior (cuenca baja) predominan los procesos de depositación.

Starkel (1990) introduce un nuevo elemento: la presencia de un frente de piedemonte sobre la parte media de la cuenca (ver figura No.1). De acuerdo con este modelo, en la parte media se produce una pérdida de caudal por infiltración en el relleno aluvial y una depositación intensa; el tramo de equilibrio se traslada a la cuenca baja.

El modelo de Schumm (1977) es en gran medida una generalización o idealización de los innumerables casos específicos.

El modelo de Starkel (1990) menos idealizado, permite entender muchos casos específicos; las corrientes mayores que nacen sobre la vertiente oriental y que tributan a los ríos Meta y Guaviare presentan un comportamiento que se asemeja a este modelo (río Guayabero, río Duda, río Ariari, río Negro-Guayuriba, río Guatiquía, etc.).

Sin embargo, ambos modelos no explican la estructura de la mayor parte de las cuencas de drenaje de la zona de Antioquia. En este caso, la estructura actual de estos sistemas fluviales está intensamente controlada por una historia geomorfológica y tectónica.

2.4 CONTROL TECTONICO Y GEOMORFOLOGICO DE SISTEMAS FLUVIALES

¹**Sensibilidad** = La respuesta del relieve frente a los cambios en el régimen de entradas energéticas al sistema.

Desde un punto de vista espacial, se trata de sistemas con una gama amplia de tamaños, desde unos pocos Hm^2 hasta tamaños del orden 10^6 Km^2 .

La componente espacial no es solamente un referente escalar pasivo. En general, con el aumento de tamaño, aumenta la complejidad, no solo de las condiciones geo-ecológicas de la cuenca sino también su comportamiento. Las cuencas de mayor tamaño tienden a albergar una historia geomorfológica mas compleja que inclusive llega a concretarse en compartimientos muy diferenciados.

La cuenca del río Chico encajada en los altiplanos del páramo de Belmira y de Santa Rosa, presenta una estructura y dinámica mas simple que la de la cuenca del río Grande cuya parte inferior vive un proceso de rejuvenecimiento (tramo Riogrande I-Mocorongo-Puente Gabino) que desconoce la primera. Situación similar se presenta cuando se comparan las cuencas del río Grande y del río Porce

Las condiciones geo-ecológicas, estrechamente relacionadas en su complejidad con el tamaño de las cuencas son: la actividad tectónica, la litología, el relieve, el clima, la vegetación, los suelos y el uso del suelo.

Igualmente, la componente espacial entra a determinar el peso o importancia de las condiciones geo-ecológicas en el funcionamiento de las cuencas.

En el funcionamiento de las mega cuencas tienen una mayor importancia los elementos de carácter climático (clima, vegetación zonal); en las cuencas de escala espacial intermedia pesan los contrastes litológicos y de relieve y en las cuencas menores entran a ser importantes los elementos como uso del suelo y tipo de suelos.

Los efectos del tamaño se reflejan incluso a nivel del régimen de caudales: los ríos que drenan cuencas muy extensas presentan fluctuaciones menos pronunciadas a lo largo del tiempo como consecuencia de una especie de nivelación o promediación de las condiciones de precipitación de sus diferentes partes.

2.3 ESTRUCTURA DE LAS CUENCAS

Charley, Schumm and Sugden (1984) asimilan la estructura y funcionamiento de la cuenca de drenaje como un **sistema geomórfico** de procesos interactuantes y geoformas que operan individual y colectivamente.

El conjunto de geoformas o subsistema morfológico de la cuenca consiste de una serie de elementos a saber: divisorias de agua, vertientes o interfluvios, los rellenos aluviales, la red de drenaje y los lechos. Cada uno de estos compartimientos es asiento de procesos superficiales de características diferentes.; las vertientes están sujetas a procesos de remoción en masa y erosión mientras que los rellenos aluviales están sujetos a procesos sucesivos de depositación, removilización y redepositación

La historia tectónica y geomorfológica juega un papel substancial en la formación de algunos atributos de las cuencas, a saber: tamaño, forma e inclinación.

Dependiendo de las relaciones de la cuenca con la morfo-estructura, con las cadenas montañosas y la distancia al océano, estas pueden ser: grandes o pequeñas, con una corriente principal de recorrido largo y de baja gradiente o corto y de alta gradiente.

Igualmente las cuencas grandes están constituidas por segmentos o zonas de diferente edad y origen.

Muchos de los cambios geo-ecológicos previos quedan registrados en geoformas fluviales heredadas (**herencias**) y en depósitos, los cuales, en algunos casos juegan un papel de liderazgo en el funcionamiento de los sistemas fluviales actuales. Por ejemplo, es típica la poca eficiencia geomorfológica - en términos de disección vertical - de las corrientes actuales que discurren por antiguos valles glaciares en la región del **Parque de los Nevados**, al oriente de Manizales.

En la zona de Antioquia, la estructura y dinámica actual de las cuencas está controlada en forma significativa por la historia tectónica y geomorfológica de las cordilleras Central y Occidental.

La cordillera Central, desde el punto de vista geomorfológico, consta de tres relieves de primer orden: una secuencia de tres altiplanos, dos escarpes regionales y una red de cañones profundos que segmentaron las superficies de erosión antiguas. Arias (1995).

De acuerdo con esta estructura de relieve, las cuencas actuales se pueden reunir en tres grupos: cuencas modeladas en altiplanos, cuencas en escarpes regionales, cuencas en la red de cañones y cuencas escalonadas.

2.4.1 CUENCAS EN ALTIPLANOS

La formación de estas cuencas dentro de los altiplanos transformó unas superficies antiguas planas o suavemente onduladas en un relieve colinado de colinas saprolíticas que alberga una red de drenaje dendrítica muy densa; el encajamiento de la red de drenaje es bajo a moderado (50-100 metros).

Las arterias fluviales principales presentan una gradiente longitudinal baja a muy baja y discurren por unas llanuras aluviales que varían muy frecuentemente su ancho y son discontinuas. Las corrientes menores modelan sus lechos en suelos residuales.

Un rasgo muy importante y repetitivo es la existencia de un quiebre de pendiente muy marcado entre la llanura aluvial y el relieve colinado. Los lechos principales presentan patrones sinuosos a meándricos; en algunos casos tramos muy largos y rectos, son el resultado de control estructural antecedente.

La carga en suspensión es fina (limos y arcillas) y la carga de fondo corresponde a arenas finas y medias. Los lechos no presentan migración lateral ni disección vertical

significativa a pesar de los procesos de intervención antrópica tan intensa a que se ven sometidas estas cuencas

Cuando mas de una cuenca ocupa un altiplano, las divisorias de agua entre ellas corresponden a zonas planas, onduladas o ligeramente disectadas, por ejemplo, la divisoria de aguas entre las cuencas altas de los ríos Grande y Nechí en el sector Llanos de Cuiva-San José de la Montaña.

Las cuencas mas representativas de este tipo son:

- ◆ La cuenca del Río Negro entre los embalses de la Fe y el Peñol. Los valles de las quebradas la Pereira, La Mosca (parte inferior), y la Marinilla presentan una morfología típica de los valles modelados en los altiplanos.
- ◆ La cuenca del río Riachón aguas arriba del sitio de presa determinado para el proyecto hidroeléctrico Riachón.
- ◆ La cuenca alta y media del río Anorí y la quebrada La soledad en el altiplano de Anorí.
- ◆ La cuenca alta del río Grande hasta el sitio de presa del Proyecto Río Grande II.
- ◆ La cuenca de la quebrada Hoyas Anchas entre Gómez Plata y la Represa de Troneras.

La cuenca media del río Chico y la cuenca alta de la quebrada La Mosca confinadas entre escarpes regionales y cadenas de inselbergs pueden considerarse como variantes de este tipo en lo referente a su dinámica fluvial actual.

2.4.2 CUENCAS DENTRO DE ESCARPES REGIONALES.

Corresponden a tramos cortos de las cuencas (5-10 Km) a lo largo de los cuales las corrientes principales descienden de un altiplano superior a otro inferior.

La red de drenaje presenta un patrón semiparalelo con la pendiente regional del escarpe; los escarpes regionales mas degradados albergan una red de valles fluviales en V, de vertientes largas y empinadas con unas gradientes longitudinales altas; un alto porcentaje de los lechos están modelados en roca.

En las vertientes se pueden identificar hasta tres períodos de crisis morfogenéticas asociadas con un intenso desarrollo de movimientos en masa y formación de flujos de lodo (cuenca de la quebrada Chachafruto, cerca al aeropuerto J.M.Córdova).

La dinámica fluvial y de vertientes durante el holoceno es poco eficiente como lo atestiguan la presencia casi continua de cenizas volcánicas y la inexistencia de geformas acumulativas recientes en las partes bajas de estas cuencas.

Los mejores ejemplos de este tipo de cuencas se tienen en las corrientes que se forman en el altiplano de Santa Rosa de Osos y tributan al río San Pablo y al río Guadalupe. Los ríos Pajarito, Dolores, Mina vieja, Guanacas y el mismo río Guadalupe presentan en sus tramos intermedios este tipo de rasgos.

2.4.3 CUENCAS - CAÑONES

Estas cuencas constituyen la fase más reciente (plio-pleistoceno) de formación del relieve.

Las vertientes evolucionan a través de procesos intensos y frecuentes de remoción en masa y erosión; los cauces despliegan una intensa actividad de disección y socavación lateral, transportando una carga en suspensión y de fondo muy abundante.

La morfología de estos cañones presenta contrastes muy marcados a lo largo de su recorrido tanto en su perfil longitudinal como transversal que están relacionados con cambios litológicos y estructurales. El cañón del río Porce-Medellín entre Dos Bocas y Bello es un ejemplo paradigmático de la influencia litológica en el modelado de este tipo de cañones.

La fase más reciente de formación de cañones en la evolución del relieve de la Cordillera Central ha cambiado drásticamente el patrón de drenaje regional previo a través de procesos de interrupción de antiguos ejes fluviales y de captura de drenajes.

Las capturas de drenaje más importantes son las realizadas por el río Porce en el sitio de Porcesito consiguiendo integrar a su sistema las redes de los ríos Grande y Medellín que tributan hacia el río Nus y la del río Guadalupe que tributaba al río San Pablo.

Las cuencas-cañones más importantes de la cordillera Central en territorio antioqueño son:

⇒ El cañón del río Porce Medellín entre Dos Bocas y Ancón Norte

⇒ El cañón del río Nechí entre Dos Bocas y Yarumal

⇒ El cañón del río Nus entre San José y el alto de la Quebra (Cisneros)

⇒ El cañón del río Cauca, especialmente los de algunos tributarios como los ríos San Andrés y el río Arma-Buey-Piedras.

2.4.4 CUENCAS ESCALONADAS

Al analizar en un contexto más regional, la estructura y dinámica de las cuencas mayores se encuentra un sistema más complejo que los estipulados por Schumm (1984) y Starkel (1990).

En la figura No.2 se presenta un modelo esquemático para la red fluvial Río Grande-río Porce- río Nechí.

Las conexiones entre sistemas fluviales de origen y edad diferente para conformar la red actual de drenaje, tiene implicaciones importantes para el diseño de los estudios funcionales en torno a los balances de masa (caudales y sedimentos) cuando se toman como referencia cuencas mayores.

Así por ejemplo, la cuenca del río Grande presenta una buena regulación natural de los caudales ya que no exhibe grandes diferencias entre los caudales extremos allí registrados (EPM, 1991).

Los mayores ejemplos de cuencas escalonadas corresponden a las redes:

- * Río Grande-Porce-Nechí
- * Río Negro-Nare
- * Río Piedras-río Buey-río Arma

En nuestro medio la oferta natural de unas cuencas escalonadas se aprovecha para la generación de energía hidroeléctrica.

No obstante, desconocemos los comportamientos de la dinámica de los sedimentos a lo largo del sistema fluvial escalonado. A lo máximo se pueden establecer algunas apreciaciones muy generales:

- En los tramos modelados en altiplanos, las cuencas mayores presentan un régimen regulado de caudales (Río Negro y río Grande). En ellas tienden a prevalecer unas condiciones de equilibrio entre erosión y sedimentación.
- EL tránsito a través de los escarpes regionales aporta un volumen moderado de carga sólida, en suspensión y de fondo, la cual tiende a depositarse en la parte baja inmediatamente siguiente. Esta situación da lugar al desarrollo de geoformas de acumulación (barras centrales y laterales), como ocurre en el tramo de La Isla-Puente Gabino del río Grande, y en todas las corrientes que entran al altiplano Carolina-Gómez Plata (río Guadalupe, quebradas Guanacas y Hojas Anchas).

La mayor producción y transporte de sedimentos se presenta en los tramos de las cuencas-cañones.

En la zona norte de Antioquia, el tránsito de cuencas-altiplano a cuencas cañones coincide con:

- ◆ La ubicación del óptimo pluviométrico de la cara frontal de la cordillera Central, donde se presentan precipitaciones anuales promedio por encima de los 4500-5000 mm.
- ◆ Con un cambio litológico de rocas graníticas (batolito antioqueño) a rocas metamórficas esquistosas y pizarrosas.

En estas condiciones la mayor cantidad de producción de sedimentos se origina en los relieves mas recientes modelados por el avance de los frentes de erosión mas recientes.

La cuenca del río Nechí aguas abajo de Yarumal y el río Porce a partir del sitio de presa de Porce II - El Salto son buenos ejemplos de esta situación.

En resumen, las cuencas escalonadas se polarizan en dos ámbitos: un sector modelado en altiplanos que despliega una actividad morfogenética en sus vertientes y una dinámica fluvial de baja intensidad y poca eficiencia geomorfológica y un sector modelado aguas abajo de los frentes de erosión recientes donde se genera la mayor parte de los sedimentos que circula por los sistemas fluviales mayores. (Ríos Nechí, Nare, Arma, San Andrés).

CARACTERISTICAS CONTRASTANTES DE LOS ESTUDIOS HISTÓRICOS Y FUNCIONALES

TABLA No.1

CARACTERÍSTICAS	RECONSTRUCCIONES HISTÓRICAS	ESTUDIOS FUNCIONALES
OBJETIVO	Comprender la estructura morfológica de las cuencas	Comprender el cuadro de procesos con asiento en la cuenca y la eficiencia geomorfológica de ellos
METODO	<p>* Ordenar cronológicamente el mosaico de relieves y geoformas presentes en la cuenca ("columna estratigráfica del relieve")</p> <p>* A partir de las geoformas y formaciones superficiales inferir los tipos de procesos que los generan (geoforma --proceso)</p>	<p>* Medición adecuada de los procesos actuales y su seguimiento.</p> <p>* A partir de los procesos comprender la conservación y los cambios de las geoformas</p>
PROCESOS IDENTIFICADOS	Cambios ambientales profundos y de carácter regional (cambios climáticos, procesos tectónicos)	Un marco ambiental rico en aspectos muy específicos y detallados (régimen climático, hidrológico, de meteorización, transporte y sedimentación)
RELIEVES SIGNIFICANTES	Relieves que evolucionan lentamente en el tiempo (formación y degradación) y que contienen información ambiental precisa.	Relieves que reflejen claramente los efectos de procesos activos o relativamente recientes. El énfasis se pone en aquellos relieves actuales más dinámicos (lechos, geoformas de acumulación, escarpes, movimientos en masa, erosión etc)
IMAGEN DEL RELIEVE	El relieve como un palimpsesto. El relieve es producto de una sucesión de cambios ambientales en el tiempo	<p>**El relieve es el producto de las circunstancias que lo circundan, las cuales son responsables de su producción, persistencia y transformación.</p> <p>* El relieve opera de una forma tal que refleja todas estas circunstancias</p>
NIVEL DE ACERCAMIENTO A LA DINÁMICA DE LAS CUENCAS	Identifica procesos de carácter regional y/o global en sus rasgos más generales	Describe procesos puntuales, factibles de generalización pero con una gran incertidumbre respecto a su proyección en el tiempo (tanto al pasado como al futuro)
PERSPECTIVA	Retrospectiva. Derivación de una cronología de la secuencia de eventos pasados formadores del relieve	Predictiva. Deducir efectos futuros de factores causativos

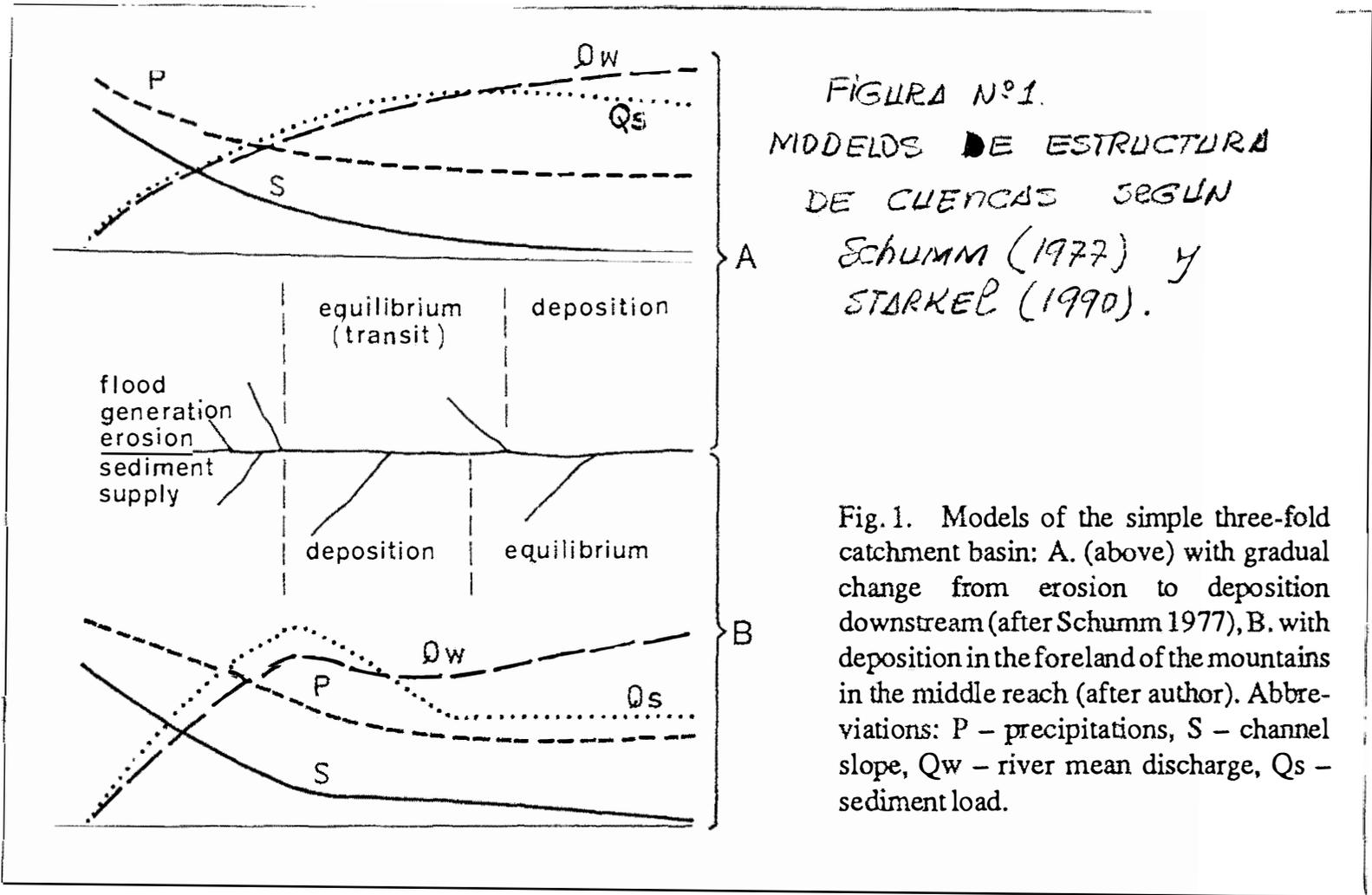
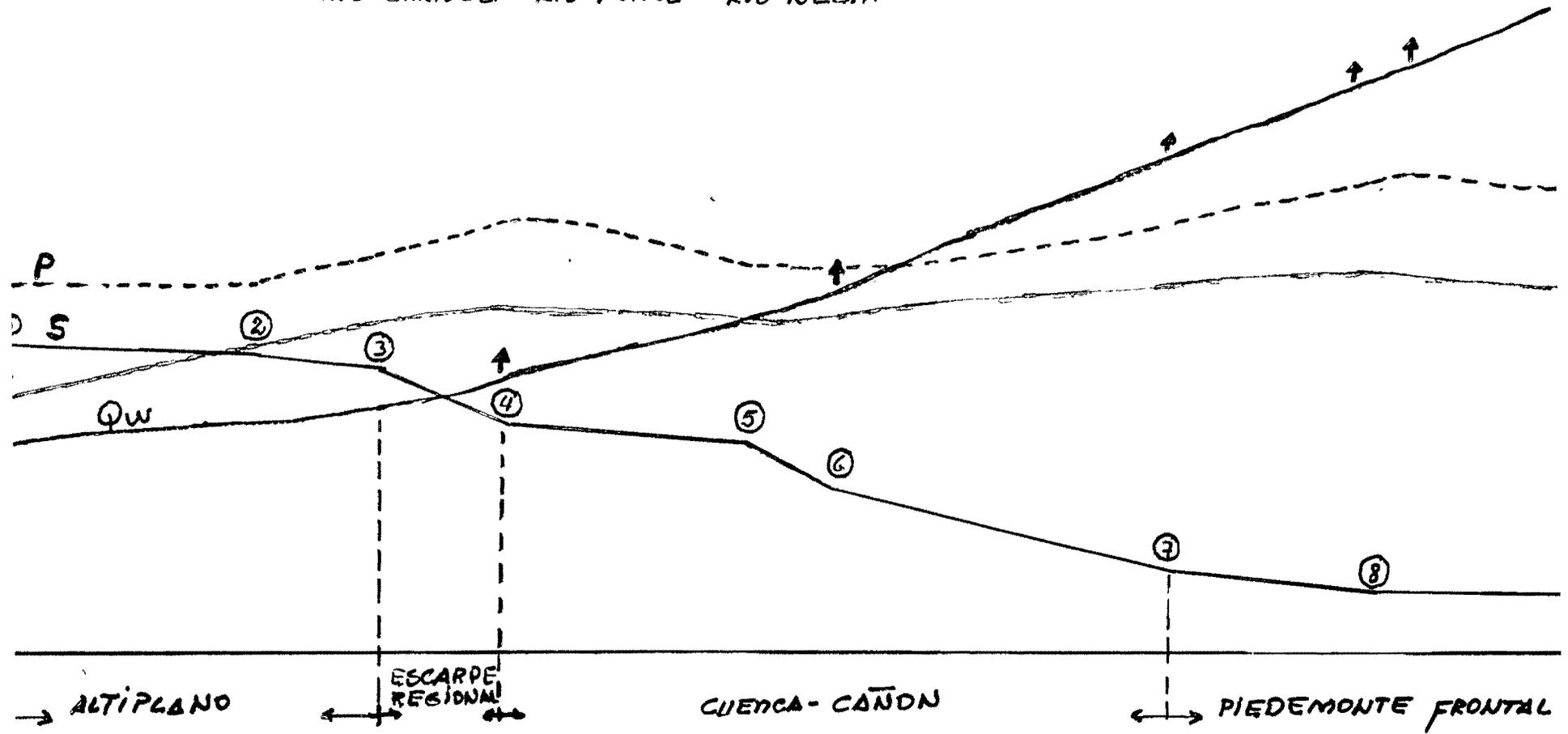


FIGURA N°2: ESTRUCTURA simplificada de la RED FLUVIAL
RÍO GRANDE - RÍO PORCE - RÍO NECHI



NACIMIENTOS (2000 m.m)

RÍO GRANDE II (presa) (2000 mm)

RÍO GRANDE I (presa) 2500 mm.

La Isla (cerca a PUENTE SABINO) 3.155 mm

PORCE II (presa)

PUENTE ACACIAS. 2300 mm

⑦ Dos Bocas

⑧ El BAGRÉ 3.410 mm.

⑨. Nechi (desembocadura al R. Cauca).

P: precipitación anual promedio.

S: Gradiente longitudinal del lecho ppol.

Qw: Caudal.

FORMA DE LOS CANALES ALUVIALES

Página

1.	CONCEPTO DEL EQUILIBRIO	1
2.	CLASIFICACION DE LOS CANALES	2
	2 1 Sistema Fluvial	2
	2 2 Clasificación	2
3.	CONTINUIDAD DE LOS PATRONES DEL CANAL	4
4	GEOMETRIA HIDRAULICA	6
5.	GEOMETRIA DE LOS MEANDROS	7
6.	CAMBIOS EN EL SISTEMA FLUVIAL	8
7.	REFERENCIAS	10

FORMA DE LOS CANALES ALUVIALES

1. CONCEPTO DEL EQUILIBRIO

Los ríos aluviales son sistemas dinámicos sometidos a cambios en su forma o posición debido a las fuerzas que actúan sobre sus lechos y márgenes. Estos cambios son rápidos o lentos y resultan de acciones naturales u ocasionadas por el hombre

Cuando se habla de equilibrio de un sistema fluvial se deben distinguir diferentes escalas de tiempo. En general el ingeniero se interesa por períodos cortos de tiempo, cuando más, en términos de la longitud de la vida humana, mientras que el geólogo normalmente se interesa en los cientos o miles de años, en los cuales el paisaje ha evolucionado hasta la configuración actual. Dependiendo de la escala de tiempo considerada para analizar el equilibrio se utiliza diferente terminología. También es importante determinar que aspecto del sistema se está observando, pues algunas partes se modifican con mayor o menor rapidez; por ejemplo la sinuosidad o la altitud del piso de un valle.

Por un término largo podemos hablar de equilibrio dinámico, por un término medio de equilibrio en estado estable y para un término corto de equilibrio estático. Ver figura 1

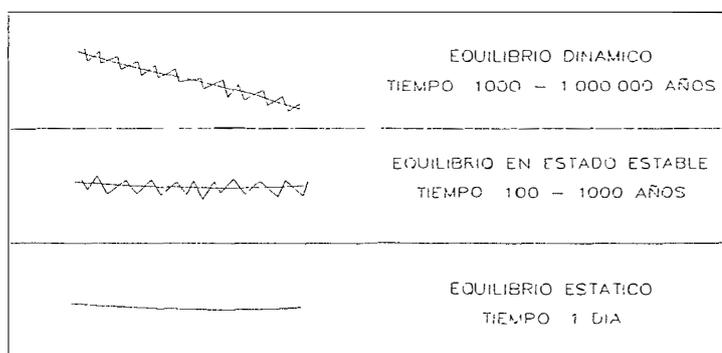


FIGURA 1. MODELO DE EVALUACION DEL PAISAJE DE DAVIS (REF.1)

Los cambios que ocurren en un río pueden suceder lentamente, o rápidamente y pueden obedecer a cambios naturales en el ambiente o a cambios causados por actividades humanas. Estos cambios se pueden propagar por largas distancias a lo largo del río

La clasificación de los ríos de acuerdo con su edad es ampliamente utilizada por los geomorfólogos y aceptada por los ingenieros y clasifica los ríos como jóvenes, maduros y viejos.

El término joven se aplica a corrientes que se encuentran en un estado inicial de formación y las cuales se caracterizan por su alta pendiente y canal en forma de V

En las corrientes maduras, el valle del río se amplía y las pendientes de la corriente disminuyen hasta obtener un valor suficiente para transportar el material que aporta la cuenca. En este tipo de corrientes existen meandros dentro de una llanura de inundación estrecha. Se debe tener en cuenta que no existe una distinción clara entre corrientes jóvenes y maduras.

El término viejo se aplica a canales con llanuras de inundación muy amplias, mucho mayores a los cinturones de meandros, y con pendientes muy pequeñas. En este tipo de corrientes se observan diques naturales y corrientes tributarias que corren paralelas a la corriente principal, por tramos largos.

Los ríos se clasifican también de acuerdo con el patrón que presenta el canal, y el cual se considera como la configuración que muestra un determinado río cuando es observado desde el aire.

Los patrones que se han reconocido son básicamente: rectos, meándricos y trezados y algunas combinaciones de ellos (Ref.4), ver figura 3. No existe una distinción marcada entre cada uno de los patrones; más bien, un río se debe considerar como algo continuo representado por los patrones extremos reconocidos. En un tramo de un río se pueden alternar diferentes patrones.

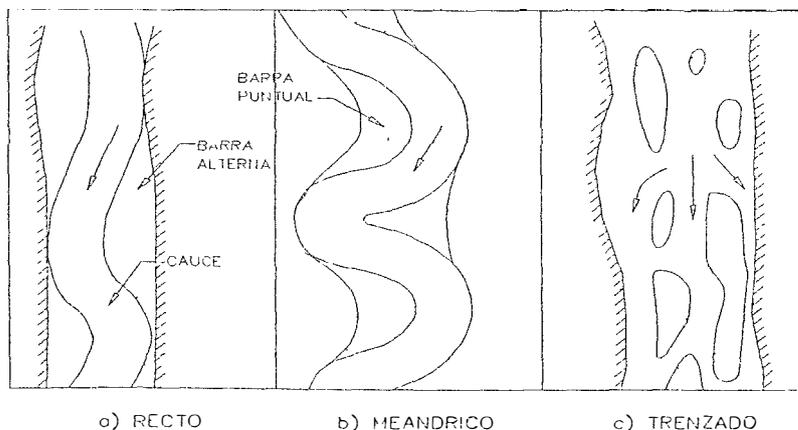


FIGURA 3. PATRON DE LOS RIOS

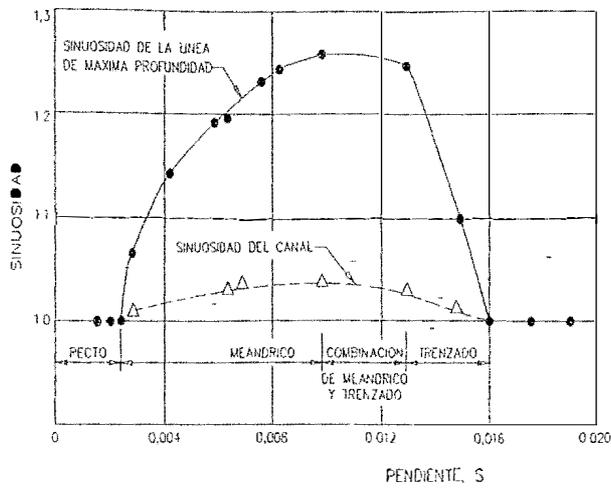


FIGURA 4. RELACION ENTRE LA SINUOSIDAD Y LA PENDIENTE

Lane (Ref 3) investigó la relación entre pendiente, caudal y patrón del canal, en corrientes meándricas y trenzadas y observó que la ecuación

$$SQ^{1/4} = K$$

se ajusta a una gran cantidad de datos de corrientes meándricas con lechos de arena. Ver figura 5.

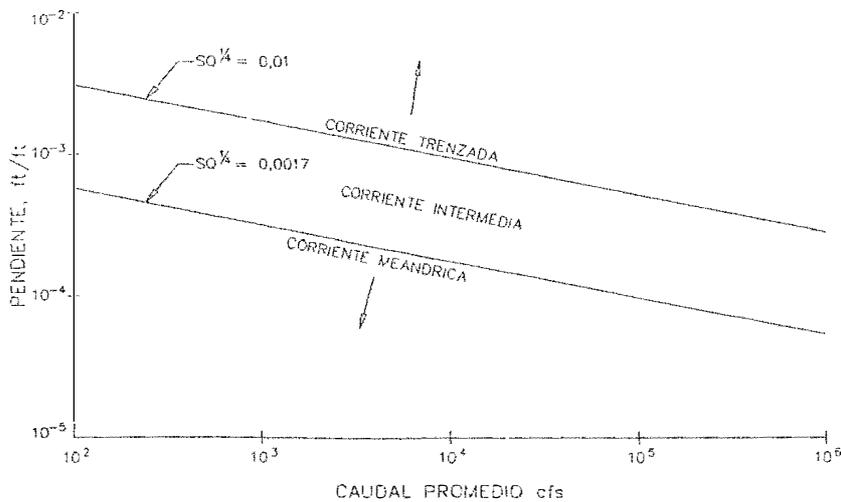


FIGURA 5: RELACION ENTRE LA PENDIENTE Y EL CAUDAL, PARA CANALES TRENZADOS O MEANDRICOS CON LECHO DE ARENA

correspondiente a un período de retorno dado a lo largo de diferentes estaciones de una cuenca de drenaje. Las relaciones iniciales se llaman en la estación y las segundas hacia aguas abajo.

Un punto crítico, de las relaciones de geometría hidráulica hacia aguas abajo, consiste en la selección de un caudal apropiado que tenga un significado en la capacidad de formación del canal. El caudal a flujo lleno no es fácilmente definible y parece que resulta apropiado utilizar caudales con período de retorno entre 1.2 y 3 años (Ref.6).

En la tabla 1 se indican algunos valores determinados por Leopold y otros (Ref.4) para los coeficientes y exponentes de las relaciones de geometría hidráulica, en diferentes zonas de los Estados Unidos.

Recientemente se han propuesto diferentes modificaciones al método expuesto de la geometría hidráulica, introduciendo parámetros adimensionales y características del material del lecho o de las márgenes del canal (Ref 7, 2, 6).

TABLA 1

COEFICIENTES Y EXPONENTES DE LAS RELACIONES HIDRAULICAS

Zona	Relaciones en la estación						Relaciones hacia aguas abajo					
	b	f	m	j	z	y	b	f	m	j	z	y
Medio Oeste de Estados Unidos	26	40	34	2.5			5	4	1	8	-49	
Q Brandywine, Penn	.04	41	55	2.2	.05	-2	42	45	.05	-	1.07	-28
Corrientes efímeras en regiones semáridas	29	36	34				5	3	2	1.3	-0.95	-3
Apalaches							55	36	.09			
Promedio de 158 estaciones en Estados Unidos	12	45	43									

5. GEOMETRIA DE LOS MEANDROS

La medición precisa de las dimensiones de un meandro es difícil de efectuar en la naturaleza debido a que las formas que estos presentan no son regulares. Por lo tanto las mediciones de los meandros son subjetivas.

La geometría de los ríos meándricos se mide cuantitativamente en términos de: la longitud de onda (λ), ancho del meandro (W_m), radio de curvatura (r_c), amplitud del

obedecer a cambios naturales en el ambiente o a cambios causados por actividades humanas. Estos cambios se pueden propagar por largas distancias a lo largo del río.

Ya se mencionó como un sistema fluvial puede estar en equilibrio estático, en estado estable o equilibrio dinámico y que esta clasificación depende del período en que se observe dicho sistema. Además se mencionó que un geomorfólogo normalmente está interesado en el comportamiento de un río durante períodos largos y el ingeniero en períodos cortos.

Los cambios en los ríos son producidos principalmente por tectonismo, variaciones climáticas o hidrológicas, y por la acción directa del hombre mediante la modificación del medio ambiente o la construcción de estructuras hidráulicas.

Las características hidrológicas pueden cambiar como resultado de modificaciones climáticas a lo largo de prolongados períodos de tiempo, a fluctuaciones climáticas naturales, o por modificación del régimen hidrológico mediante acciones emprendidas por el hombre. Cambios climáticos han desencadenado modificaciones en la escorrentía y en el transporte de sedimentos, los que a su vez han causado grandes modificaciones en los canales. Este tipo de cambios se refleja en modificaciones de la geometría hidráulica y/o del patrón, incisión o degradación, depositación de sedimentos y desplazamiento de los canales.

El movimiento de la corteza terrestre también es una importante fuente de inestabilidad en los ríos en muchas partes del mundo. Estos movimientos aunque aparentemente insignificantes, pueden llegar a ser importantes para algunas corrientes al cabo de una, dos o más décadas.

La predicción de la respuesta de un canal a alguna modificación que se efectúe en el sistema fluvial es una labor compleja por la gran cantidad de variables que intervienen. Debido a que esta predicción es necesaria, se han desarrollado métodos cualitativos y cuantitativos para predecir la respuesta de un sistema a una modificación.

Las predicciones cuantitativas requieren determinar los principales parámetros que intervienen en el análisis con una precisión apropiada. Estas predicciones se efectúan principalmente mediante la utilización de modelos matemáticos que involucran algún tipo de simplificación en el problema.

Predicciones cualitativas se pueden efectuar a partir de análisis efectuados mediante las relaciones descritas en este texto o mediante la ecuación propuesta por Lane (Ref.8). Esta relación se puede expresar como:

$$Q_s \sim Q D_{50}$$

Donde:

Q Caudal

4. HIDRÁULICA DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

Por: Jaime Trujillo Delgado. I.C. MsC.

4.1 NATURALEZA DE LOS PROBLEMAS DE SEDIMENTOS

- a. Erosión de Laderas y Conservación de suelos
- b. Crecientes, meandros y estructuras de control de inundación.
- c. Cálculo del transporte de sedimentos
- d. Sedimentación de embalses.
- e. Erosión, depositación y socavación local.
- f. Diseño de canales estables.
- g. Navegabilidad en rios
- h. Sedimentadores
- i. Otros (Transporte de mezclas sólido-líquido)

Los procesos de erosión de laderas, transporte del material erodado, depositación de este material en embalses y lagos depende entre otros de los siguientes factores:

- a. Características del sedimento
- b. Características del fluido que los transporta.
- c. Características del flujo
- d. Características del canal.

4.2 ECUACIÓN BÁSICA DE FORMACIÓN DEL RELIEVE.

EFR = función (geología, clima, tectonismo, el hombre, el tiempo).

4.3 EL SISTEMA FLUVIAL - DIVISIÓN GENERAL.

- a. Zona de producción.
- b. Zona de transferencia y depositación temporal.
- c. Zona de depositación definitiva.

16. Amazonas (Brazil)	0.03	0.09
17. Congo (Zaire)	0.005	0.015
18. Mekong (Cambodia)	0.02	0.10
19. Zambesi (Mozambique)	0.02	0.05
20. Rhine (Holanda)	0.001	0.001
21. Rhone (Francia)	0.02	0.075
22. St Lawrence (Canadá)	0.0007	0.002
23. Tiber (Italy)	0.085	0.270
24. Ishikari (Japan)	0.014	0.10
25. Volga (U.R.S.S.)	0.010	0.001

4.6 MOVIMIENTO INCIPIENTE DE PARTÍCULAS

DEFINICIÓN:

Considere el caso del flujo en un canal de pendiente definida y con un lecho constituido por partículas de material uniforme no cohesivo. Supóngase que se tienen condiciones de flujo uniforme permanente y se realiza un experimento en el cual se comienza a incrementar el caudal en el canal. Cuando se incrementa el caudal a un cierto valor, se encuentra que existe un movimiento aleatorio de partículas en el lecho. En otras palabras, la condición de flujo es tal que la se tiene un movimiento incipiente de partículas de sedimento. Esta condición se conoce como el "movimiento crítico" o "movimiento incipiente" de partículas de sedimento.

CRITERIOS PARA DEFINIRLO:

- Movimiento de una partícula.
- Movimiento de unas pocas partículas
- Movimiento general del lecho
- Condición límite en la cual la tasa de transporte de sedimentos tiende a cero

IMPORTANCIA:

- Diseño de canales estables (Criterio de la fuerza tractiva).
- Estudio del patrón de sedimentación de embalses
- Estudio de erosión superficial en rios y la consecuente variación del nivel del lecho.

APROXIMACIONES:

- Velocidad competente $U = f(\text{profundidad hidráulica, velocidad media, velocidad en el lecho, etc.})$.

- Algunos rizos se forman en la cara de aguas arriba de las dunas a bajas velocidades pero desaparecen con el incremento del caudal
- Lecho rugoso y el material del lecho se segregan.
- Su formación se presenta generalmente en lechos heterogéneos con capas alternantes de finos y gruesos.
- Condiciones de flujo: Froude menor que uno (flujo subcrítico).
- Transporte en suspensión de parte del material fino.

c. Régimen de Transición.

Características:

- Lecho ondulado simétrico que aparece y desaparece.
- Movimiento del lecho contrario a la dirección del flujo.
- Régimen supremamente inestable.

d. Antidunas:

Características:

- Ondas superficiales y formas de lecho en fase.
- Formas de lecho simétricas.
- Se presenta en lechos de materiales gruesos y condiciones de flujo crítico.

4.8 RESISTENCIA AL FLUJO Y DISTRIBUCION DE VELOCIDADES

ECUACIÓN DE RESISTENCIA:

Relación entre la velocidad media de flujo, el radio hidráulico, la pendiente de la superficie libre y las características del canal.

TIPOS:

- Potenciales: tipo Chezy & Manning
- Logarítmicas: tipo Keulegan.

Estas ecuaciones son apropiadas para los análisis hidráulicos en condiciones de flujo permanente y canales de bordes rígidos, pero sus coeficientes son bastante inciertos cuando se trata de analizar el flujo en canales aluviales.

IMPORTANCIA:

- Diseño de canales para irrigación.
- Trabajos de mejoramiento de cauces.
- Estudios de transporte de sedimentos.

Tamaño de las partículas
Profundidad de flujo
Pendiente del canal
Aceleración de la gravedad

Grupos adimensionales.

Movilidad de partículas
Número de Reynolds relativo al tamaño de las partículas
Relación profundidad-tamaño de las partículas
Densidad específica crítica.

Shield (1936)
Rottner (1959)
Garde, Albertson (1961)

c. Ecuaciones semi-teóricas:

Einstein (1942-1950)
Kalinske (1947)
Bagnold (1956)
Ackers & White (1973)
Engelund & Fredsoe (1976)
Yalin (1977)
L C. Van Rijn (1986)

TRANSPORTE DE GRAVAS:

Serie de modelos ACRONYMS (Gary Parker, 1990)

4.10 TRANSPORTE EN SUSPENSIÓN

DEFINICIÓN:

Partículas de sedimento que viajan a una velocidad mas o menos igual a la velocidad de flujo. Por lo tanto para el caso de sedimentos uniformes, se espera transporte de lecho para esfuerzos cortantes bajos y transporte de lecho y suspensión para esfuerzos cortantes altos. En el caso de sedimentos no uniformes, el material mas fino viajará predominantemente en suspensión y el más se moverá en el lecho o no se moverá

- b. Medición Indirecta
 - Instrumentos acústicos.
 - Medidores ultrasónicos

MEDICIÓN DEL TRANSPORTE EN SUSPENSIÓN:

- a. Medidores integradores en la vertical: US DH-48, US DH-59 y US D-49.
- b. Medidores puntuales. US P-61
- c. Muestrador automático para una elevación fija: I -25.
- d. Muestreador por bombeo.

4.14 EROSIÓN EN CUENCAS

PROCESOS:

- a. Erosión laminar en laderas
- b. Erosión lineal en cauces.
- c. Movimientos en masa.

EROSIÓN LAMINAR.

Fórmula Universal de Pérdida de Suelos (1954).

$$A = R K L S C P$$

donde:

- A. Pérdida de suelo por unidad de área expresada en las unidades seleccionadas para K y para el período seleccionado de R (p.e. ton/Hectárea/año)
- R: Factor de lluvia y escorrentía. Número de unidades índice de erosión por lluvia mas un factor debido a la escorrentía.
- K: Factor de erodabilidad del suelo Velocidad de pérdida de suelo por unidad A de índice de erosión para un suelo específico.
- L. Factor de longitud de la lacera
- S: Factor de inclinación de la ladera.
- C: Factor de cobertura y manejo del suelo.
- P: Factor que depende del método de control de erosión utilizado

Bibliografía.

- 1 Garde, R.J , K.G. Ranga Raju. "Mechanics of Sediment Transportation and Alluvial Stream Problems" Second Edition. John Wiley & Sons. 1985
2. Einstein, H A "The bed-load Function for Sediment Transportation in Open Channel Flows". Technical Bulletin No 1026, USDA. September 1950.
3. Yalim, M S. "Mechanics of Sediment Transport" Pergamon Press. First edition 1972
- 4 Vanoni, V.A "Sedimentation Engineering". American Society of Civil Engineers, New York, USA, 1975
5. Raudkivi, A J. "Loose Boundary Hydraulics", Pergamon Press, 1967.
- 6 Aguirre Pe, J. "Hidráulica de Sedimentos". Mérida Venezuela. 1973
- 7 Gartner, Thomas. "Equilibrio Fluvial". Notas del curso. Universidad Nacional de Colombia Medellín, 1988
8. Van Rijn. L.C. "Modelamiento matemático del Transporte de Sedimentos". Notas del curso. Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 1989.
- 9 Richards, K "Geomorfología fluvial" Notas del curso. Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 1990
- 10 Parker, Gary. "Hidráulica de rios en zona de meandros". Notas del curso. Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 1992
- 11 De Oliveira Carvalho, Newton "Curso sobre hidrosedimentación de embalses" Central hidroeléctrica de San Carlos (Antioquia) Noviembre de 1994.
12. Trujillo D , Jaime "Multilayer Finite Element Model for sediment transport simulation" University of Mississippi, Oxford. Master of Sciences Thesis Diciembre 1986.
13. Estrada, G , J Trujillo, "Modelación matemática de rios de meandros en Antioquia" XII Congreso Nacional de hidrología e hidráulica, Popayán 1994.
14. Garcia, J , J. Trujillo, "Aplicación del modelo SWRRB a la cuenca de la quebrada Santa Bárbara (Antioquia) ". Universidad Nacional de Colombia, Medellín 1990 Tesis de grado.

EL PAISAJE FLUVIAL

La interacción de los procesos físicos, biológicos y químicos durante el tiempo de depositación ejercen un control significativo sobre la distribución, orientación y geometría interna de los materiales que conforman el paisaje fluvial. La figura 1 ilustra esquemáticamente algunos de los factores presentes que permiten la variabilidad de procesos existentes dentro de la cuenca de drenaje, del valle aluvial, plano deltaico y cuenca receptora. Factores como el clima, la vegetación, suelos, geología y la historia tectónica de la cuenca receptora juegan un papel importante en el control del tipo de sedimentos que son llevados al valle aluvial y al delta.

El sistema fluvial varía grandemente en el espacio y el tiempo. Clima, geología regional y relieve son contribuyentes significantes que complementan las características del paisaje fluvial.

El relieve, la descarga, composición del substrato y otros factores determinan el sistema proceso - respuesta que opera en el sistema fluvial. En general uno puede caracterizar el sistema riverino dentro de una cuenca hipotética constituida por los siguientes elementos mayores, desde el punto más distante de alimentación abanico aluvial hasta el punto de máxima depositación el delta, se tiene entonces:

- Abanico aluvial;
- Canales trezados;
- Canales meandricas;
- Deltas.

§

Esta secuencia dentro del sistema fluvial puede ocurrir, pero no es común que ocurran los cuatro estados dentro de el.

ABANICOS ALUVIALES

Un abanico aluvial es una acumulación de sedimentos que se depositan donde una corriente de escombros emerge desde un valle confinado en un área montañosa sobre el piedemonte, zona donde puede dispersarse lateralmente y depositar su carga de sedimentos. La forma ideal de un abanico aluvial vista en planta es semicircular, figura 2.

GEOFORMAS

Las hipótesis que intenta explicar la dinámica y aparente naturaleza variable del sistema depositacional de los abanicos aluviales, se concentra principalmente en la alteración presente en el relieve fuera del sistema, incluyendo fuerzas tales como la fluctuación del clima, tectonismo, cambios del nivel base, o intensificación del uso de la tierra. Sin embargo estas hipótesis fallan cuando se trata de explicar adecuadamente el porque en algunas regiones donde el relieve esta sujeto a dinámicas ambientales similares durante su evolución geomorfológica. La diferencia obvia es el detalle morfológico de la topografía dentro de la misma área limite que esta sujeta al menos a una fase más reciente del desarrollo evolutivo la cual no ha sido un proceso continuo, interrumpido por la operación de factores externos.

Para explicar la complejidad observada, se asume que la evolución topográfica de muchos depósitos es controlada no solo por la acción de fuerzas externas sino también por la existencia de umbrales intrínsecos en la estabilidad geomorfológica (Shumm, 1977).

Cuando el umbral geomorfológico es excedido súbita y drásticamente, se da una respuesta topográfica la cual puede ocurrir no obstante en un periodo en el cual los factores externos

persisten constantes, resultando una disimilaridad geomorfológica marcada y una complejidad estratigráfica.

CAUSAS QUE ORIGINAN LA FORMACIÓN DE ABANICOS ALUVIALES.

Se tiene un gran número de las posibles causas que pueden generar la formación de un abanico aluvial, muchas de ellas pueden operar individualmente, pero en muchos de los casos estudiados se tiene la conjugación de varios factores.

- Cambios climáticos
- Desglaciación
- Cambio en el régimen de lluvias, resultando un incremento de los flujos de lodo.
- Captura de corrientes en la cuenca de drenaje resultado del incremento en la descarga del abanico.
- Tectonismo
- Incremento de la carga de las corrientes.
- Aumento en la magnitud y frecuencia de lluvias
- Eventos intensos de lluvias
- Destrucción de la vegetación en la cuenca de drenaje, resultando un incremento en la superficie de escorrentía
- Alteración de los flujos de escombros y flujos de agua
- Erosión de la superficie del abanico en la garganta o cabecera.
- Migración lateral de canales a áreas de mayor pendiente dentro de la superficie del abanico

- Nivel base bajo (adjunto al valle de incisión).

SEDIMENTOS Y MORFOLOGÍA DE LOS CUERPOS SEDIMENTARIOS

La parte superior del abanico esta caracterizada por partículas de grano grueso, mal seleccionados y formás muy angulares, estos materiales presentan un marcado decrecimiento en el tamaño de grano como también una grano selección, hacia la parte distal del abanico.

Los cuerpos de sedimentos dentro del abanico aluvial son típicamente barras longitudinales, las cuales pueden desplegar cambios sistemáticos a través del perfil del abanico (Davis, Jr. 1993). Las barras en la parte superior son de forma romboidal - forma de diamante- , y están compuestas esencialmente por gravas; estas ocurren entre corrientes en las áreas de canales de incisión.

Las barras que se localizan en la parte media del abanico se caracterizan por una composición de gravas y arenas, progradantes hacia el frente del abanico a barras de grano fino, algunas veces como producto de la incisión de las corrientes meandricas en la llanura del plano aluvial.

Algunas formás de lecho pueden desarrollarse en las barras. Barras longitudinales en el área media del abanico son más elongadas que en la parte superior y son activadas durante las condiciones de inundación. Barras de arenas en la parte frontal del abanico despliegan formás longitudinales y linguoides donde se tiene la presencia de canales netamente meandricos.

CANALES FLUVIALES

Los canales de ríos son comúnmente clasificados en:

- rectos
- trezados
- Meandricos
- Anastomosados

La figura 3. Este esquema ignora la complejidad de canales que se puede dar a lo largo del perfil longitudinal del río, como es la gradación de un tipo a otro en trayectos cortos. La clasificación que se presenta en la figura 4 remarca la variabilidad de formás de canales que se presentan teniendo en cuenta la pendiente del lecho, el aporte de sedimentos y el calibre de estos. La relación entre estos factores indica cual forma de canal se puede obtener valle abajo a través del tiempo; ya que el gradiente, suministro de sedimentos y el calibre de la carga varia a través de la longitud del canal. Por ejemplo un canal relativamente ancho y somero esta asociado con el transporte de material de carga de lecho, donde un canal angosto y profundo esta asociado con material en suspensión.

Canales rectos

Son raros en la naturaleza, aunque muchos ríos en su recorrido tienen trayectos cortos con un comportamiento recto. Generalmente en esta sección recta los sedimentos se caracterizan dentro de un transporte en suspensión predominantemente. Aunque el canal no presenta sinuosidad se forman barras de lodo o limo a lo largo de las orillas del canal.

Canales meandricos

Presentan un canal sinuoso (Sinuosidad (P), radio de la longitud del canal (Lc), longitud del eje del cinturón meandrico (λ)); figura 5.

Para un canal recto se tiene una sinuosidad de 1 y par un canal fuertemente meandrico la sinuosidad es de 3 o más. Una sinuosidad de 1.5 es usualmente estimada como el punto divisorio entre canales meandricos y canales rectos, pero es claro que un tipo recto gradúa al meandrico.

Canales trenzados

Los canales trenzados, excepto en épocas de alto flujo, se caracterizan por una serie sucesiva de divisiones y reuniones de la corriente, originándose así una serie de canales, de importancia análoga generalmente, que bordean barras aluviales; son típicos en abanicos aluviales, así como de llanuras aluviales. Cada canal puede presentar sinuosidad pero el sistema como un todo es relativamente recto y la amplitud del sistema del canal es grande comparado con la profundidad del canal; figura 6.

El termino *anostomosado* es usualmente confinado a canales con una estabilidad relativa permanente de canales muy sinuosos con bancos cohesivos; figura 7.

DEPÓSITOS FLUVIALES

Los sedimentos de un sistema fluvial presenta características diversas según la zona en que se hayan depositados; unos representan la acumulación del canal, en las márgenes y aquellas que se forman en las áreas más alejadas del cauce.

Barras de canal

Se forman en la zona más profunda del canal, son discontinuas de forma lenticular. Están caracterizadas por material grueso el cual gradúa a material más fino hacia el tope de la barra, su formación se da por procesos de acreción vertical.

Barras puntuales

Se forman en la parte interna de los canales meandricos, se caracterizan por sedimentos gruesos gradando a materiales de granulometría fina, su formación se da por procesos de acreción lateral.

Llanuras de inundación

Se forman en las áreas más alejadas del cauce y en épocas de avenida, cuando el nivel del canal es sobrepasado. Se caracterizan por material de grano fino que ha sido transportado en suspensión generalmente limos y limos arcillosos.

En la llanura de inundación los sedimentos se acumulan por de diferentes procesos entre ellas: la migración lateral de canales a través de la llanura de inundación, figura 8.

La migración lateral de canales ocurre tanto en canales meandricos como en trezados. Los canales trezados usualmente cambian el curso cuando flujos de avenida se despliegan a través de la llanura de inundación y comienza a formar nuevos canales originando un nuevo sistema trezado de canales, de tal forma que el sistema abandonado comienza a fosilizarse y puede ser eventualmente rellenarse por materia orgánica.

En los canales meandricos las barras puntuales son un ejemplo de la acreción lateral. La cresta de las barras puntuales son usualmente cercanas al nivel de la llanura de inundación. En el proceso de migración, el canal meandrico comienza incrementar la sinuosidad hasta que se da un corte, figura 9.

La acreción vertical de una llanura de inundación ocurre durante avenidas, las cuales se presentan con una duración de pocos días o algunos meses, estas alcanzan profundidades diferenciales dependiendo de la magnitud de la avenida. Como consecuencia, los depósitos de una sola inundación pueden presentar rangos de espesor desde milímetros hasta decenas de metros. Es común encontrar los espesores mayores en las áreas de diques como resultado del quiebre del canal en la época de avenida. Luego de la avenida el área entre los diques, los canales y los valles comienza a presentar un mal drenaje de tal forma que se generan pantanos y tributarios los cuales fluyen paralelos a la corriente principal por distancias considerables hasta unirse nuevamente.

Terrazas

Las terrazas fluviales son bancos, aproximadamente paralelos a los canales o paredes de los valles, las cuales usualmente representan niveles antiguos de llanuras de inundación o paredes de valles. Las terrazas pueden ser discontinuas o continuas aguas abajo del canal,

esto es común en las terrazas bajas en una secuencia joven y continua, a diferencias de las secuencias antiguas que presentan elevaciones mayores y se encuentran más erodadas y desmembradas.

Los niveles de terrazas son separadas uno de otro por escalones y estas presentan superficies planas aproximadamente, algunas veces se encuentran inclinadas en un ángulo similar o diferente a la actual llanura de inundación, en el sentido aguas abajo. La figura 10 muestra diferentes tipos de terrazas y la estructura de los bancos indicando en cada una de ellas el tipo de proceso que las origina.

DELTA

Un delta es una construcción hecha con el material detrítico que transporta un río al sedimentarlo en su desembocadura en un mar o lago. Si los procesos fluviales dominan, el delta se desarrolla fácilmente y el continente gana terreno al mar. Los aportes fluviales, al depositarse en áreas de fuerte subsistencia, pueden quedar fosilizados. Por el contrario, cuando las corrientes de deriva continental, el oleaje y sobre todo las mareas, las que poseen un potencial energético muy superior al fluvial, los aportes del río son rápidamente recogidos por el mar, distribuidos sobre la plataforma o precipitados a los fondos abisales a lo largo de los cañones submarinos mediante la corrientes de turbidez.

De esta manera se pueden realizar una clasificación del sistema deltaico a partir de cuales son los procesos actuantes, figura 11. Las diferentes formas que presentan un delta son:

- **Elongado o digitado:** el río deposita dentro mar o lago, se tiene una agradación del río.

La acción de las corrientes y olas es limitado.

- **Cúspide:** la erosión domina y la distribución de los sedimentos es por efectos de las corrientes maréales y las olas.
- **Lobulado:** el río construye dentro del mar o lago, pero la acción de las olas es efectiva en la redistribución de sedimentos a lo largo de las barras costeras.
- **Crenulado:** las corrientes maréales producen numerosas islas de arenas separadas por canales maréales a lo largo del frente deltaico.

Se tiene una variedad de factores que interactúan en la formación de deltas, entre ellos se pueden mencionar:

- Suministro de sedimentos el cual está controlado por el tamaño, clima y relieve de la cuenca de drenaje. En cuencas grandes, alto relieve y clima húmedo se produce una alta descarga de sedimentos.
- La naturaleza de los depósitos de un delta está fuertemente controlada por la densidad del agua del mar o lago dentro del cual se construye el delta.
- Olas, corrientes y mareas influyen en la redistribución de los sedimentos.
- La profundidad del agua entre la cual el delta avanza influye en la tasa a la cual el frente deltaico puede avanzar, además de la energía de la ola disponible para el transporte de sedimentos.
- En la compactación de los depósitos del delta influye el hundimiento del delta bajo su propio peso.
- La estructura de la cuenca de deposición influye en la estabilidad y la duración geológica del delta.

4
 Todos estos procesos generan dentro del sistema deltaico una variabilidad de depósitos con geoformas muy particulares.

LECTURAS DE REFERENCIA

- Koster, E.H., and Steel, R. J., (EDS.), 1984, Sedimentology of gravels and conglomerates. Can. Soc. Petroleum Geologists, Mem. · 10 Calgary, Alberta, 441 p.
- Miall, A.D. (De.), 1978. Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petroleum Geologists, Mem. · 5, Calgary, Alberta, 589 p.
- Ranchocki, A. J., and Church, M., (EDS.), 1990, Alluvial Fans: A field approach. John Wiley, New York, 391 p.
- Shumm, S. A. 1984. River morphology and behavior: Problems of extrapolation, "in C.M. Elliott, de., River Meandering. Am. Soc. Civ. Engs., New York, pp. 16 - 29.
- 1977. The fluvial System. John Wiley, New York, 388 p.
- Smith, D.G. 1983. Anastomosed fluvial deposits: modern examples from western canada, In collinson, J.D.; and Lewin, J., eds., Modern and ancient fluvial system. I.A.S., Special Publication 6, p. 155 - 168.
- Walker, R.G., 1984. Facies Models, 2nd de. Geoscience Canada, Reprint Ser. !. Geological Association of Canada, 317 p.

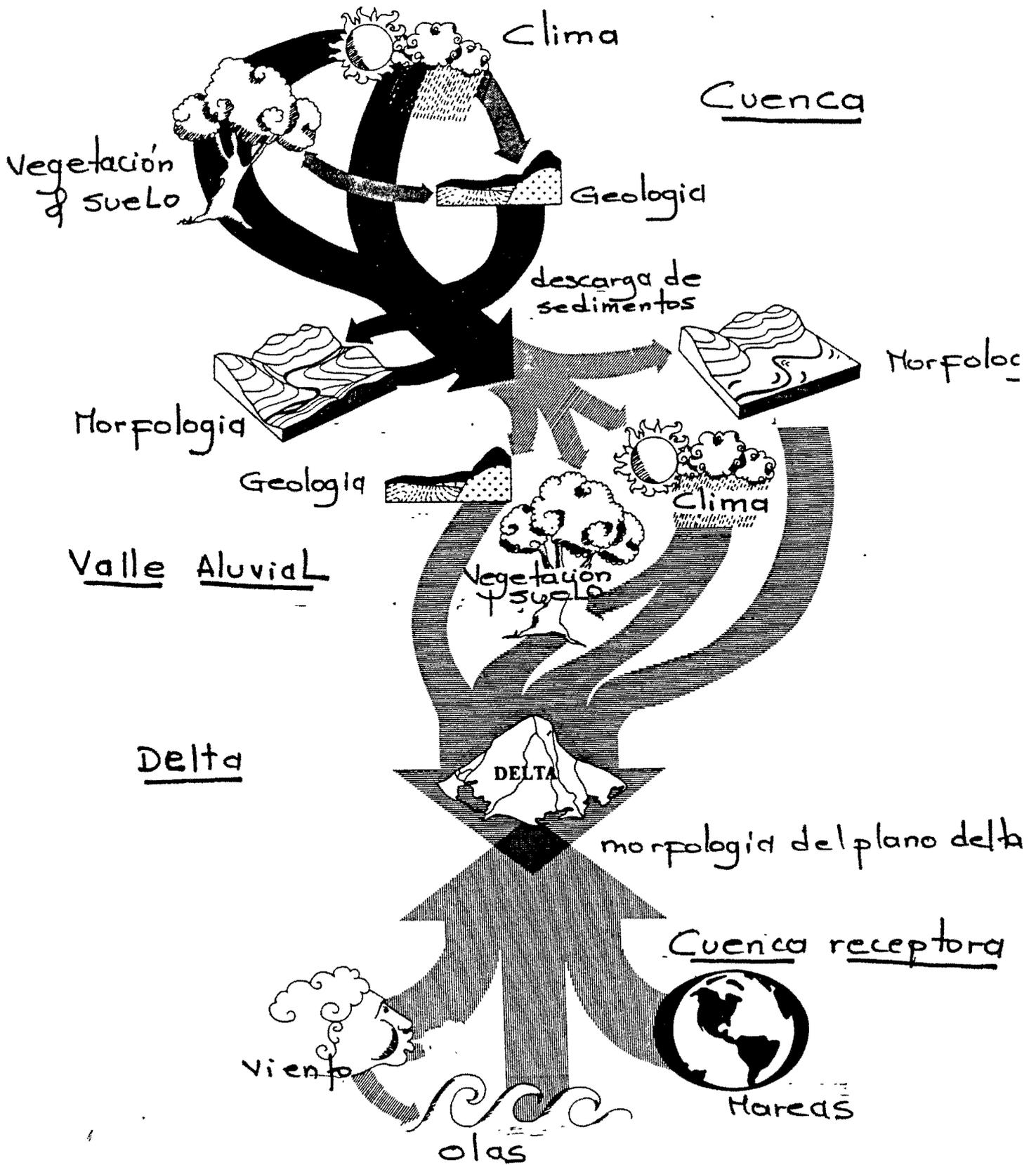


Figura 1. Procesos que controlan el sistema fluvial.

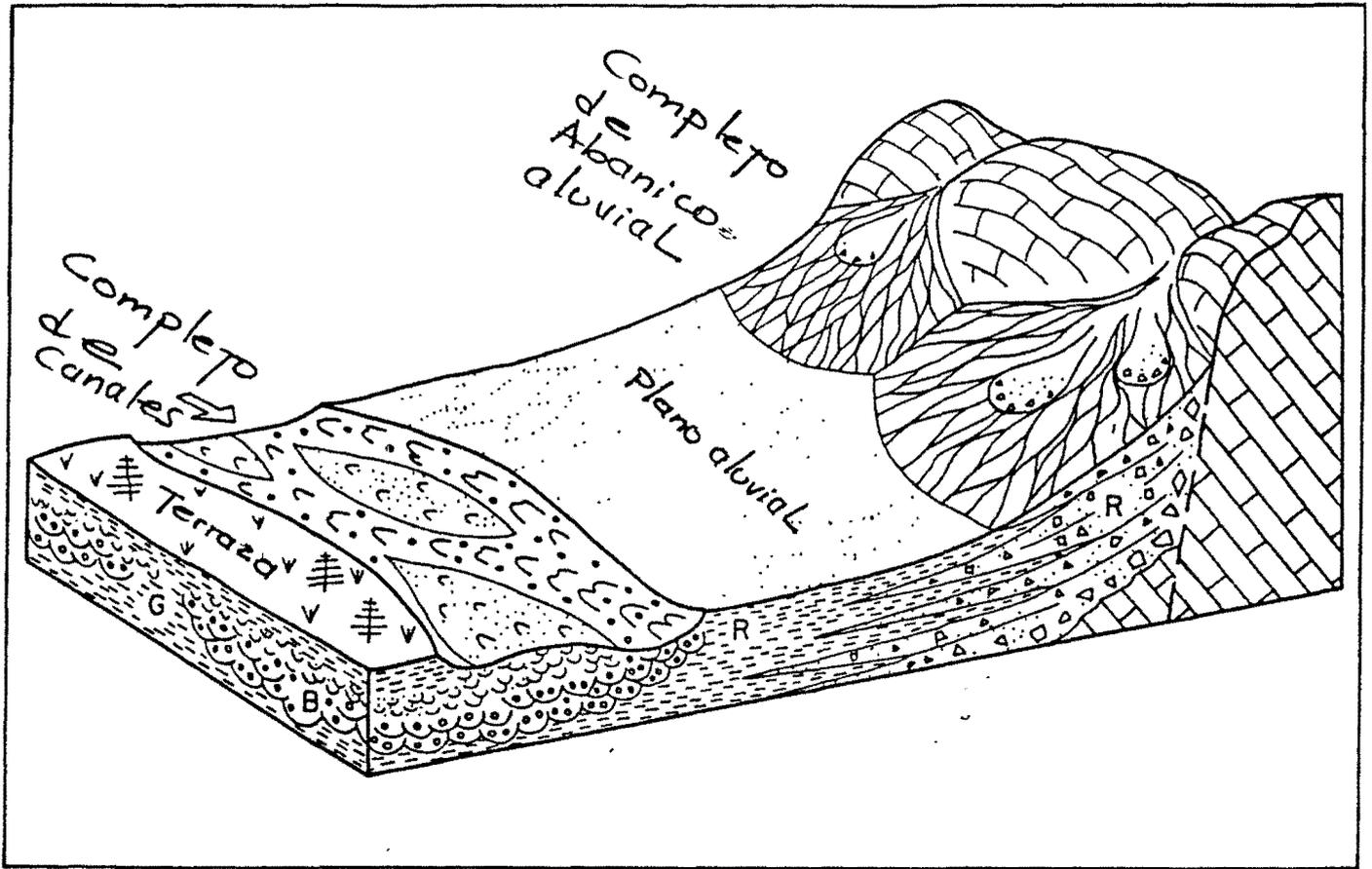


Figura 2. Geofomas de un sistema de abanico aluvial.

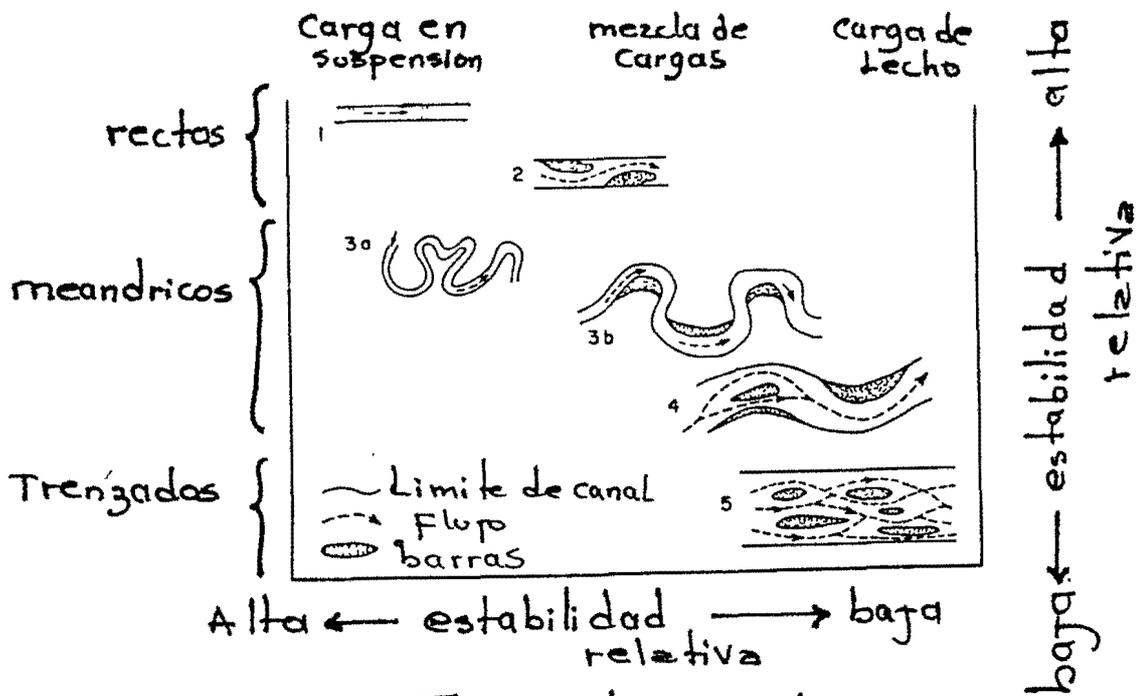


Figura 3. Tipos de canales

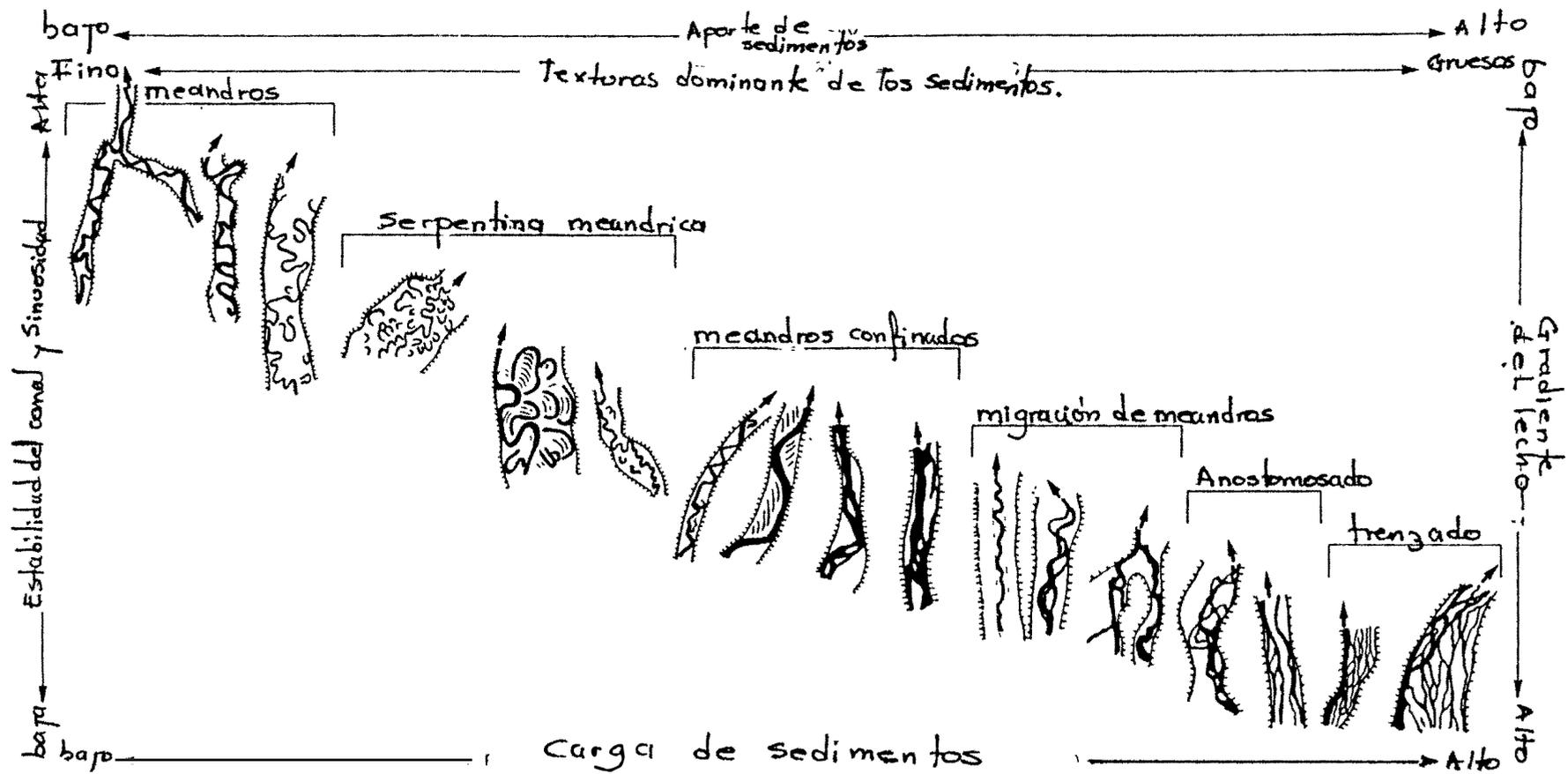


Figura 4. Relación entre la forma del canal y la pendiente.

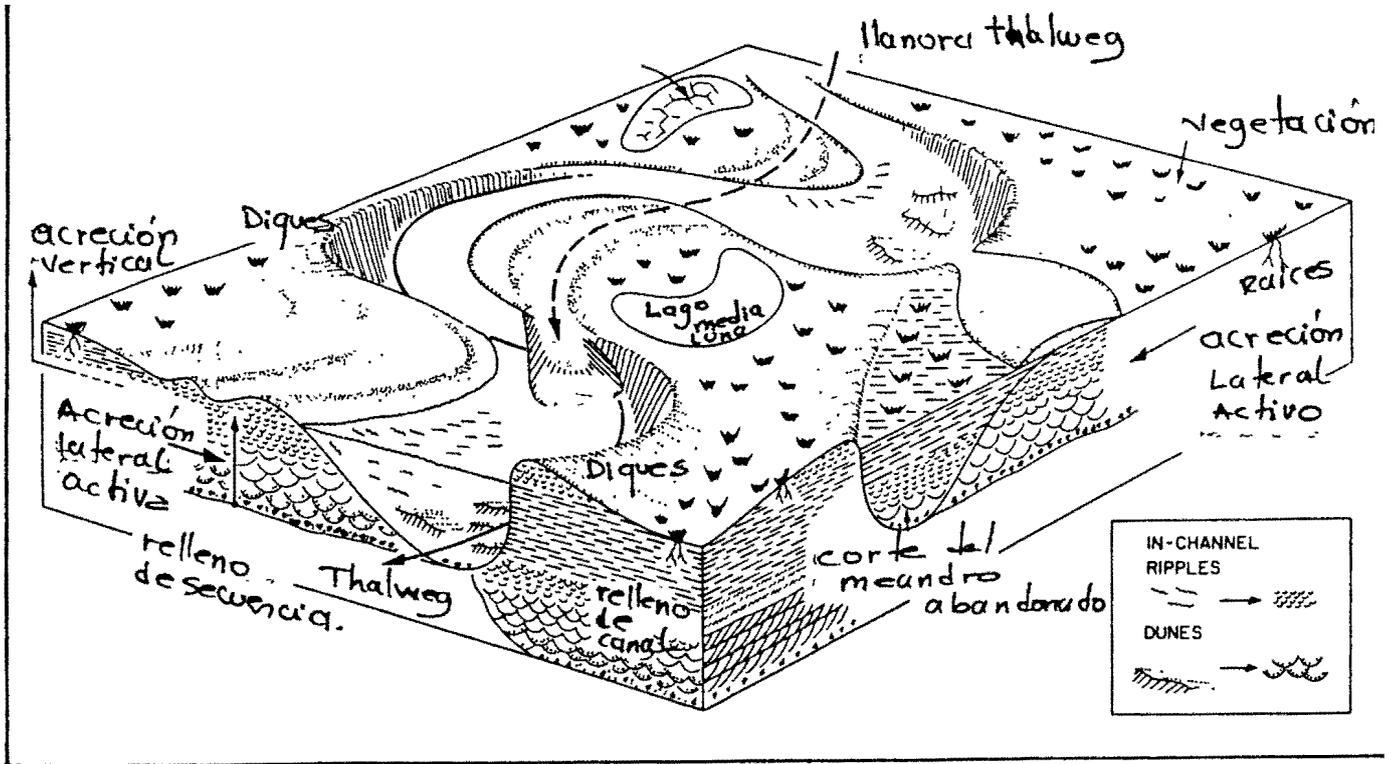


Figura 5. Bloque diagrama de un canal meandrico.

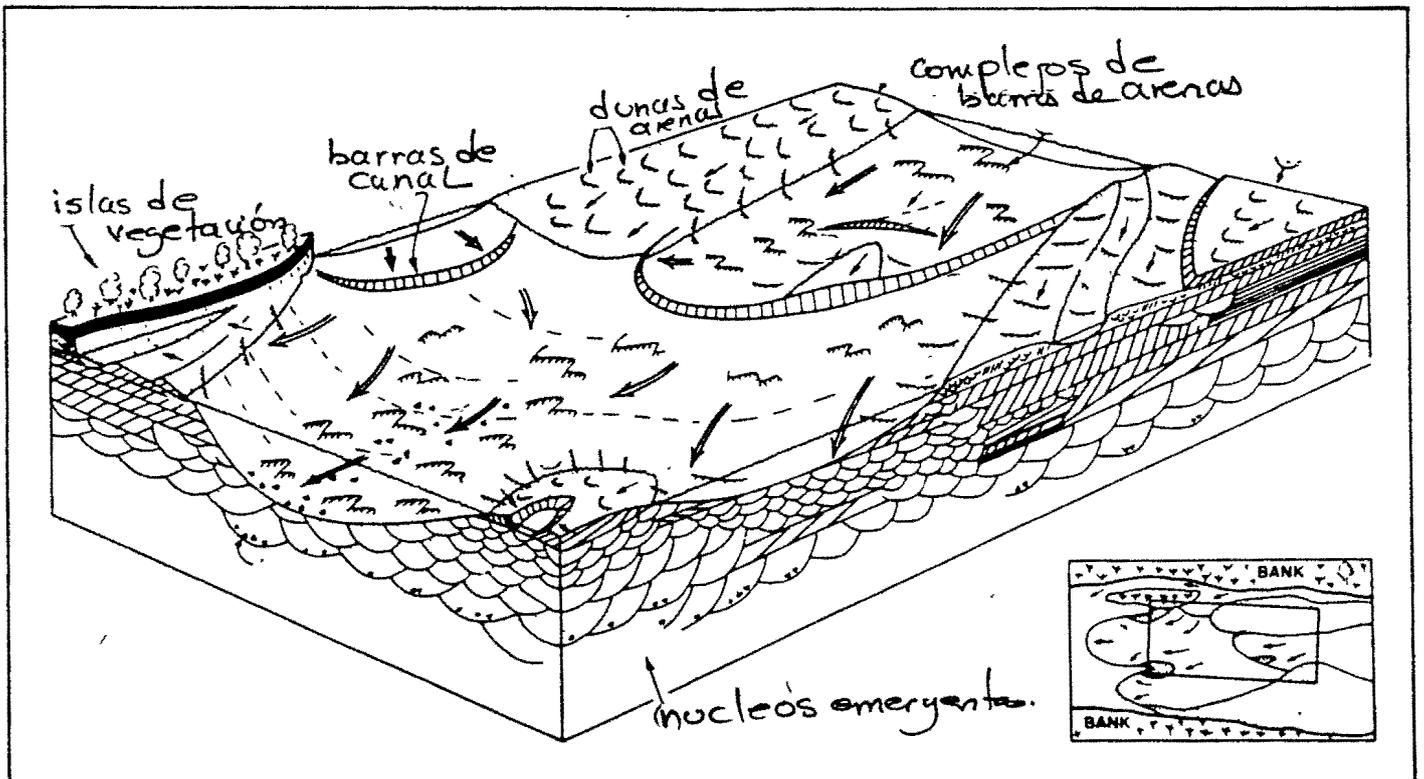


Figura 6. Bloque diagrama de un canal trenzado

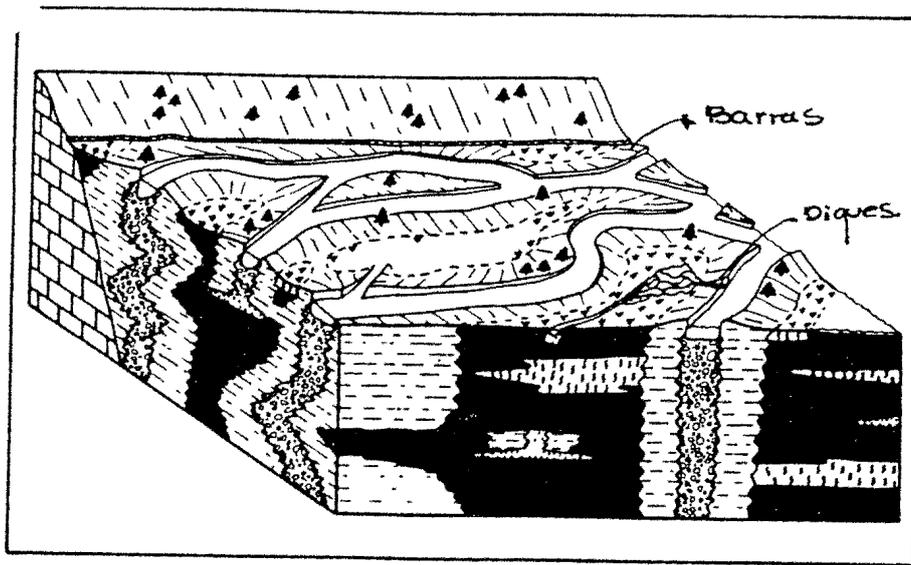


Figura 7. Bloque diagrama de un canal anostomosado.

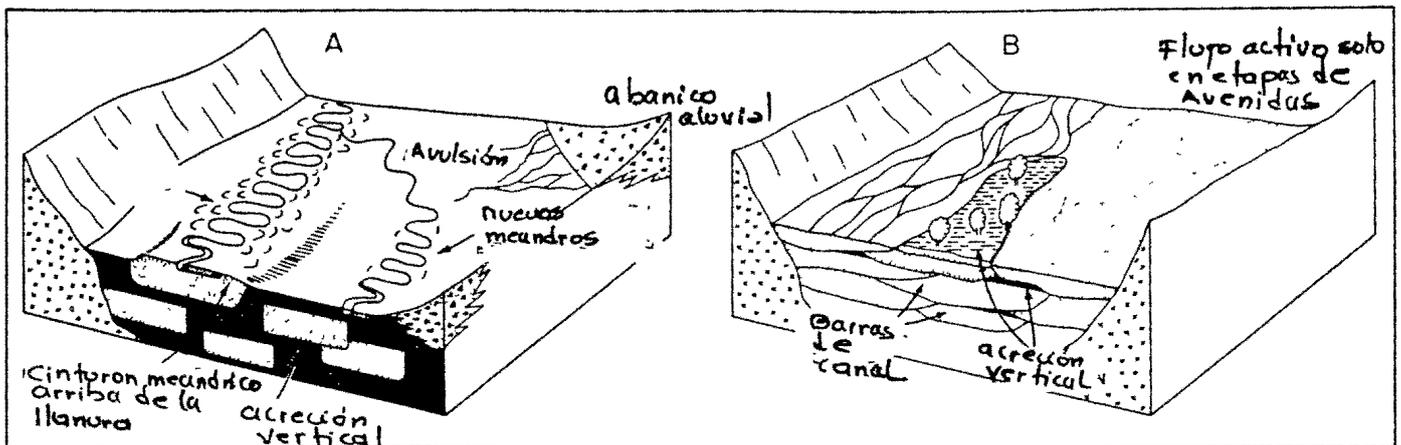


Figura 8. Bloques diagramas de llanuras de inundación en un plano de llanuras de rios sinuosos.

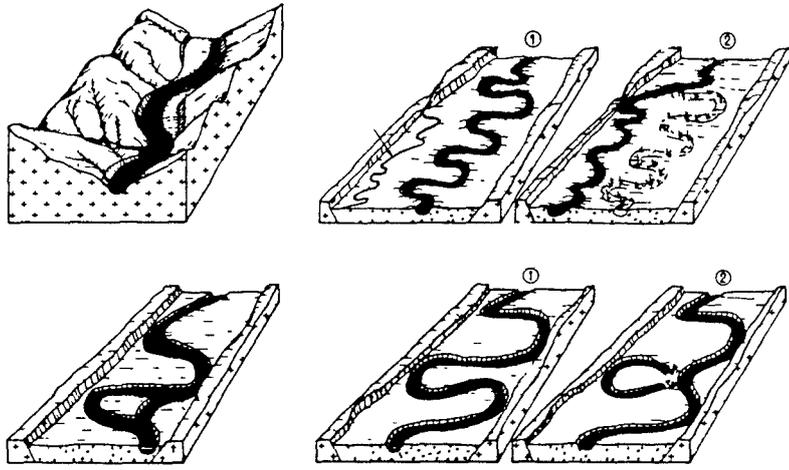


Figura 9. Diferentes procesos en la formación de meandros abandonados.

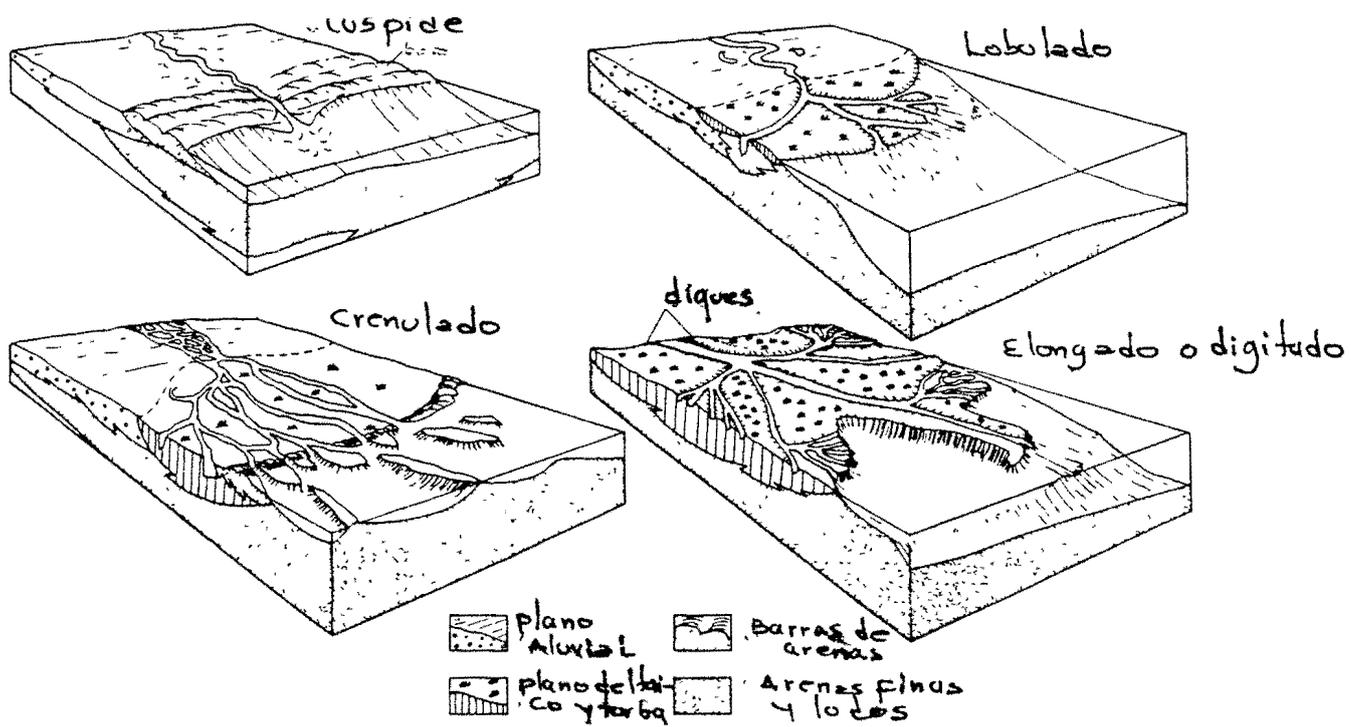


Figura 11. Diferentes tipos de deltas

LA ESTRUCTURA DE LAS CIENCIAS EN LA ZONA CENTRAL DE ANTIOQUIA.

1. INTRODUCCIÓN

ESTUDIOS EN TORNO A LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE:

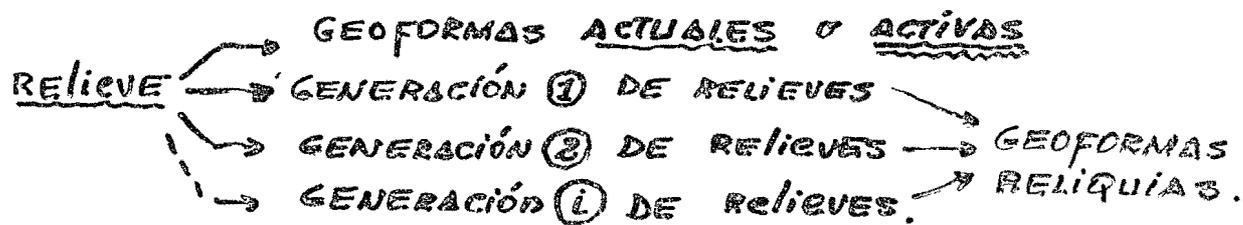
- ① LAS INVESTIGACIONES HISTÓRICAS (LOS GEOMORFÓLOGOS)
- ② LOS ESTUDIOS FUNCIONALES. (LOS INGENIEROS EN HIDRAULICA)

1.1. LAS INVESTIGACIONES HISTÓRICAS

CONTEXTO:

① - LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE EN UN CONTEXTO DEL TIEMPO GEOLÓGICO

② OBJETIVO: DESCIFRAR LA HISTORIA GEOMORFOLÓGICA DE UNA REGIÓN A PARTIR DEL MOSAICO DE GEOFORMAS.



GEOFORMAS ACTUALES: MODELADAS POR LAS CONDICIONES GEO-ECOLÓGICAS ACTUALES.

EN RESUMEN: ① DEFINIR "LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL RELIEVE".

: ② TIEMPO GEOLÓGICO

TIEMPO GEOMORFOLÓGICO.

EL TIEMPO GEOMORFOLÓGICO:

- EN LA ZONA CENTRAL DE ANTIOQUIA
- EN EL "SUROESTE" ANTIOQUEÑO
- EN EL VIEJO CALDAS.

2. Los Estudios Funcionales.

1) ESTUDIO DETALLADO DE LOS PROCESOS ACTUALES y SUS EFICIENCIA MORFOLÓGICAS (PROCESO → RESULTADO).

↓
GEOFORMA ACTIVA.

2) Contexto Temporal: Operan en la escala del tiempo humano

3. OBJETIVOS

- Comprender la dinámica actual del relieve.
- Inferir la PRODUCCIÓN DEL RELIEVE a partir de los PROCESOS

4. OBJETOS DE ESTUDIO

LOS ELEMENTOS MÁS DINÁMICOS DE LAS CUENCAS DE DRENAJE:

1. PROCESOS DE EVOLUCIÓN DE LOS lechos fluviales

- Respuesta morfológica de lechos a procesos de crecienta
- Dinámica de la CARGA SÓLIDA en función del RESIMEN y CAUDALES
- EVOLUCIÓN EN EL TIEMPO DE LA POSICIÓN DE LOS lechos.
- RELACIONES ENTRE CARGA SÓLIDA y patrones fluviales (s. meándrico, trenzado).

2. Dinámica DE LOS SEDIMENTOS en la cuenca. (EROSIÓN - TRANSPORTE - SEDIMENTACIÓN).

3. TASAS DE EROSIÓN - ECUACIÓN "UNIVERSAL" (?).

4. Evolución DE ESCARPES.

NOTA: EN AQUELLAS REGIONES DONDE LOS ESCARPES EVOLUCIONAN RÁPIDAMENTE.

1.4 Análisis Crítico.

①. DIFICULTADES PARA EXTRAPOLAR RESULTADOS DE UN CAMPO AL OTRO

I.H \rightarrow PERFILAR los mecanismos DE LOS PROCESOS.

E.H \rightarrow INFERIR la MORFOLOGÍA de la CUENCA

ESTO ha conducido al aislamiento entre HIDROLOGOS, e HIDRÁULICOS y GEOMORFOLOGOS DE PROCESOS DE LA GEOMORFOLOGÍA GENÉTICA

②. I.H \rightarrow UNA filosofía SISTÉMICA o MEJOR: GEOSISTÉMICA.

EXISTEN UNOS MARCOS REGIONALES ESPECÍFICOS PARA LOS PATRONES DE EVOLUCIÓN DE las CUENCA DE DRENAJE.

(DINÁMICA FLUVIAL PERIGLACIAR \neq DINÁMICA FLUVIAL TROPICAL)

E.F \rightarrow Una filosofía ANALÍTICA.

Búsqueda de "LEYES GENERALES".

(Entre regiones diferentes únicamente varía la intensidad de los procesos pero no su producto final (LA GEFORMA))

Ejemplo 1: El perfil de equilibrio de los techos.

REGIÓN periglaciaria: No hay obstáculos tectónicos a la GELIFICACIÓN

REGIÓN tropical baja: Perfil ESCALONADO.

Ejemplo 2: ZONA periglaciaria: Intensa EXCAVACIÓN DE VALLES.

ZONA tropical: Formación de Superficies de EROSIÓN

Ejemplo 3: Los CONTRASTES MORFOLÓGICOS ENTRE el valle del río Negro y el valle de Aburrá.

Ejemplo 4: Intensa evolución del relieve en un valle Glaciario a partir de

2. LA CUENCA DE DRENAJE.

1. Un sistema ambiental - Espacial - Temporal donde se producen ENTRADAS, INTERCAMBIOS y SALIDAS DE MATERIA y E

AMBIENTAL: los procesos, sus intensidades y sus resultados geomorfológicos varían cuando cambian las condiciones geo-sistémicas.

Espacial: - la escala espacial NO ES UN REFERENCIAL PASIVO.

- Ordena la importancia de los condicionantes. GEO-ECOL.

Temporal: Que evoluciones: Un proceso de revolución permanente sin equi-finalidades (un principio de incertidumbre asociado con respuestas muy complejas).

PRECIPITACIÓN ANUAL GLOBAL: $113 - 119 \times 10^3 \text{ Km}^3$

ESCORRENTIA GLOBAL a. : 43 - 49% de la precipitación.
OCÉANOS y LAGOS

CARGA EN SUSPENSIÓN y de fondo: $13.5 - 22 \times 10^9$ Toneladas.

CARGA DISUELTAS: 3.7×10^9 Toneladas.

CARGA EN SUSPENSIÓN y de fondo = 3.6 a 6.0 (CARGA DISUELTAS).

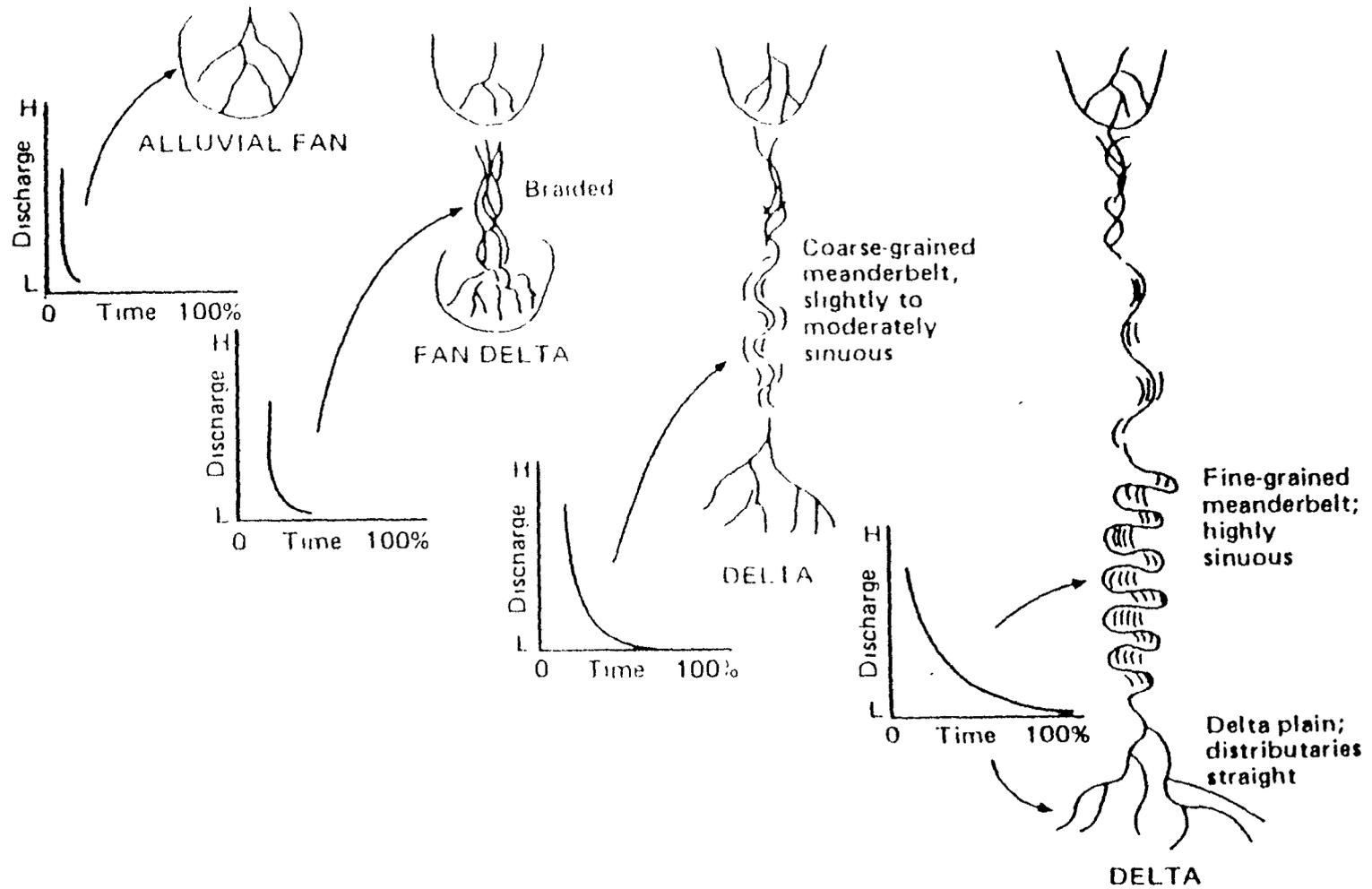
2.2 La carga sólida = f (REGIÓN METEOROLÓGICA).

REGIÓN TROPICAL: { CARGA IÓNICA + ARCILLAS.
LA CARGA DE FONDO ES MÍNIMA.

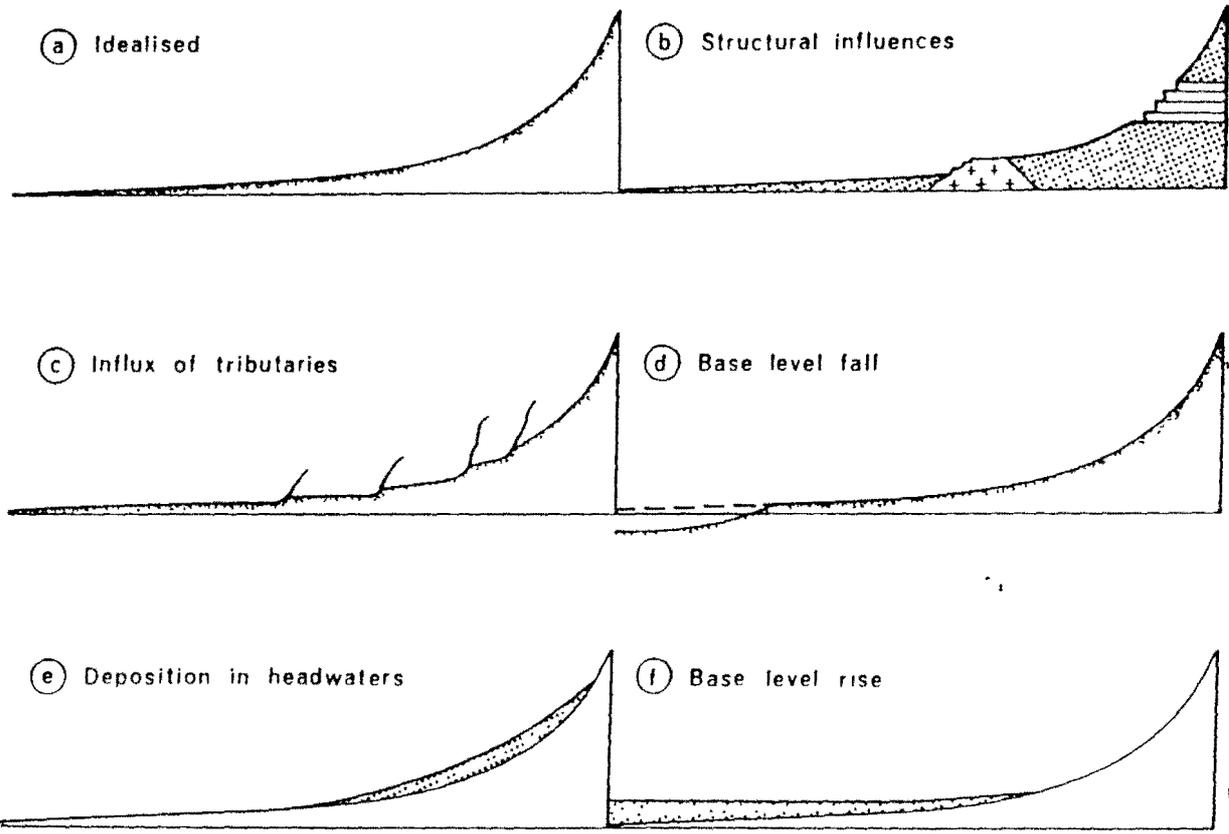
REGIONES DE METEORIZACIÓN FÍSICA: CARGA EN SOLUCIÓN MÍNIMA.

CARGA EN SOLUCIÓN: En los trópicos contribuye a cementar ACUMULACIONES FLUVIALES → FITACIÓN.

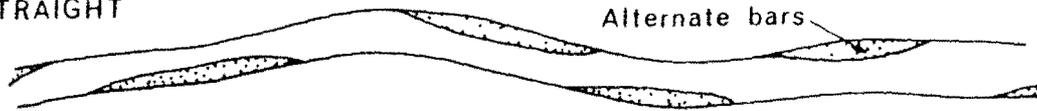
Bedload streams ←————→ Mixed-load streams
 High-gradient streams ←————→ Low-gradient streams



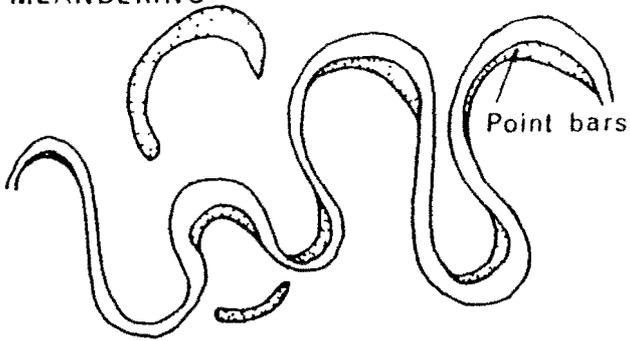
Various patterns in fluvial systems and their discharge characteristics. (From Brown et al., 1973, p. 13)



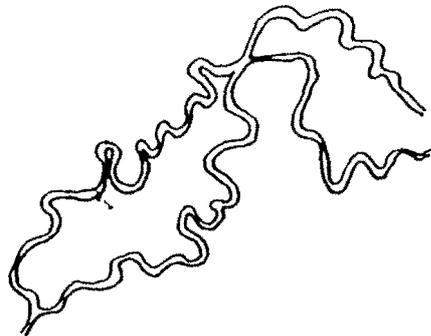
STRAIGHT



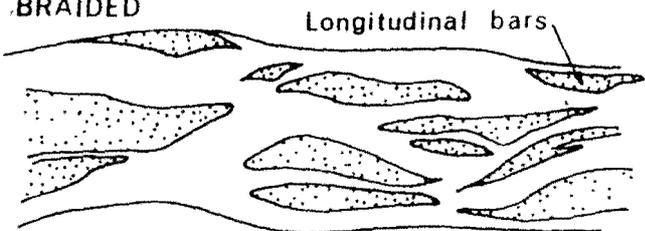
MEANDERING



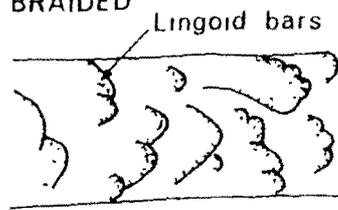
ANASTOMOSING



BRAIDED



BRAIDED



TIPO DE BARRA	LITOLOGIA	ALTURA	LONGITUD	NOMBRE	ORIGEN
<i>Planar o masiva</i>	<i>gravas</i>	<i>1 m.</i>	<i>-100 m.</i>	<i>longitudinal</i>	<i>trenzados</i>
<i>Simple</i>	<i>arenas</i>	<i>1-5 m.</i>	<i>-100 m</i>	<i>linguoides transversales lobuladas</i>	<i>raros en trenzados</i>
<i>Compuesta</i>	<i>arenas gravas</i>	<i>profundidad del canal</i>	<i>100 - 1000</i>	<i>barras puntuales</i>	<i>todos los rios</i>

Bar Form	Flow Pattern	Growth Pattern		
		Plan	Transverse	Longitudinal
Longitudinal :				
Transverse :				
Point :				
Diagonal :				

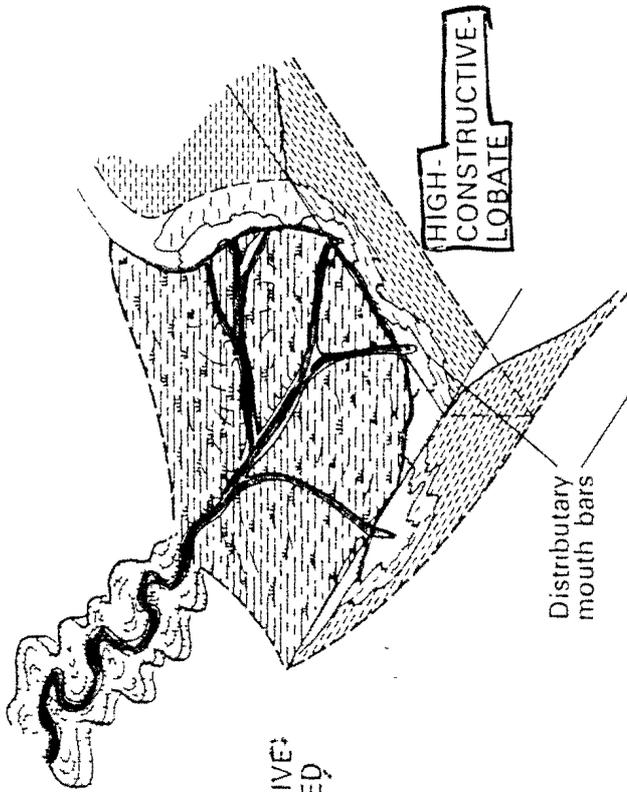
Schematic representation of flow and growth patterns for typical unit bar forms. In each case, a small amount of vertical accretion is assumed, although each bar may grow laterally without vertical deposition. Dashed lines indicate deposition. (After Smith 1974)

DELTAΣ

◆ PROCESOS

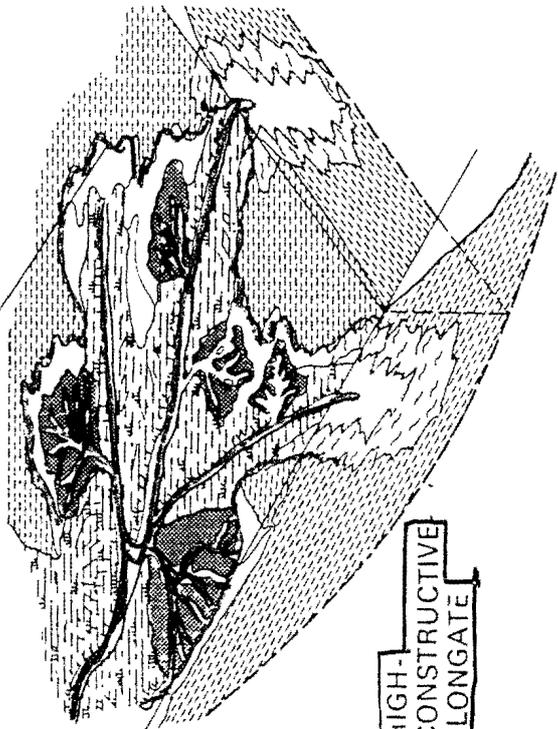
- * *Clima*
- * *Descarga de sedimentos y variabilidad*
- * *Tipo de sedimentos*
- * *Procesos fluviales*
- * *Energía olas y mareas*
- * *Régimen de mareas*
- * *Régimen de corrientes*
- * *Pendiente de la plataforma continental*
- * *Tectónica*
- * *Geometría de la cuenca*

◆ DEPÓSITOS

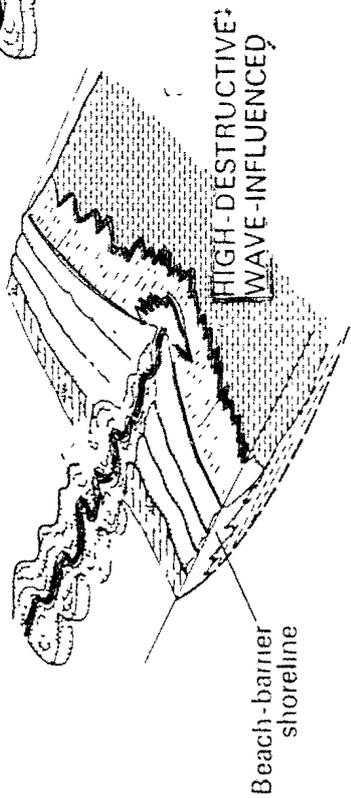


HIGH-
CONSTRUCTIVE-
LOBATE

Distributary
mouth bars

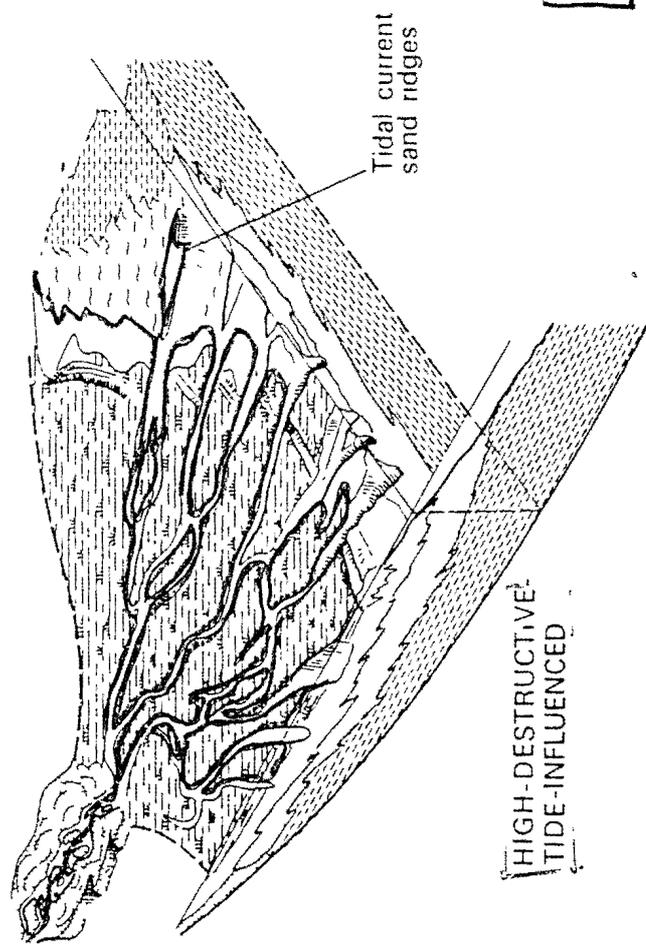


HIGH-
CONSTRUCTIVE
ELONGATE



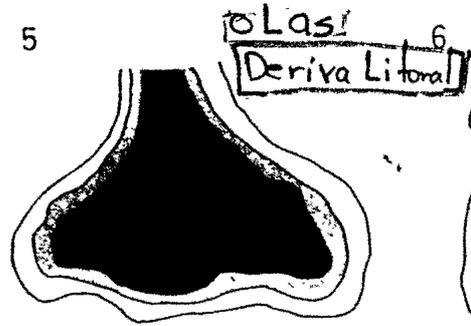
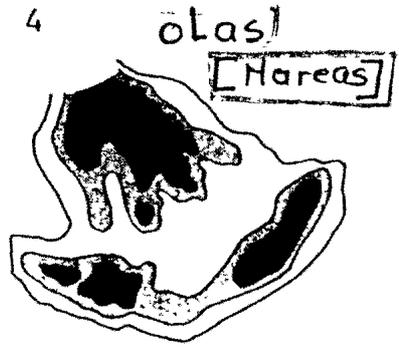
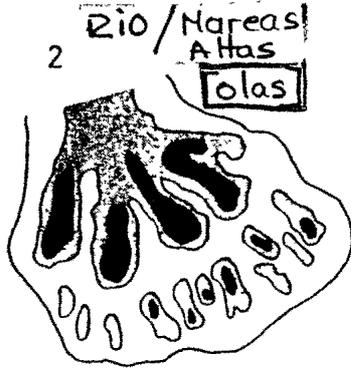
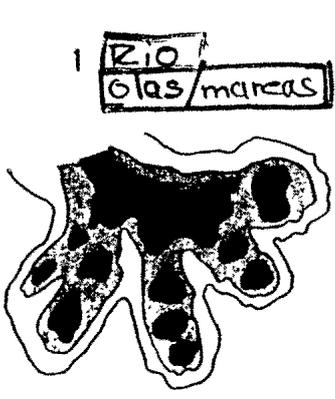
HIGH-DESTRUCTIVE-
WAVE-INFLUENCED

Beach-barrier
shoreline



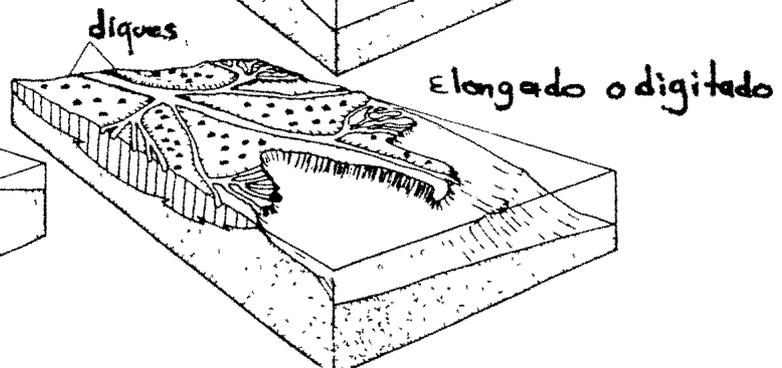
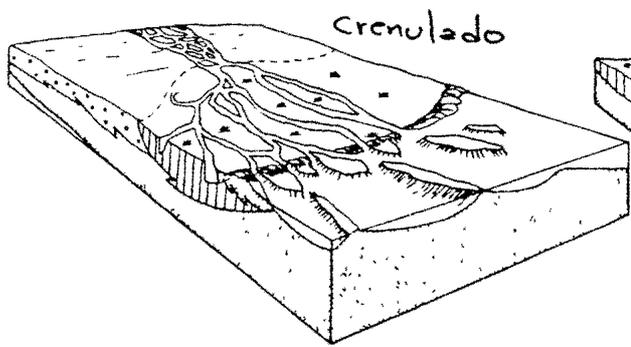
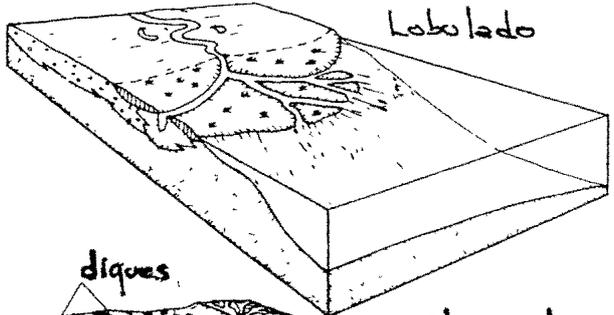
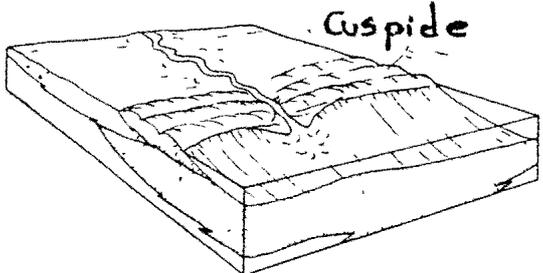
Tidal current
sand ridges

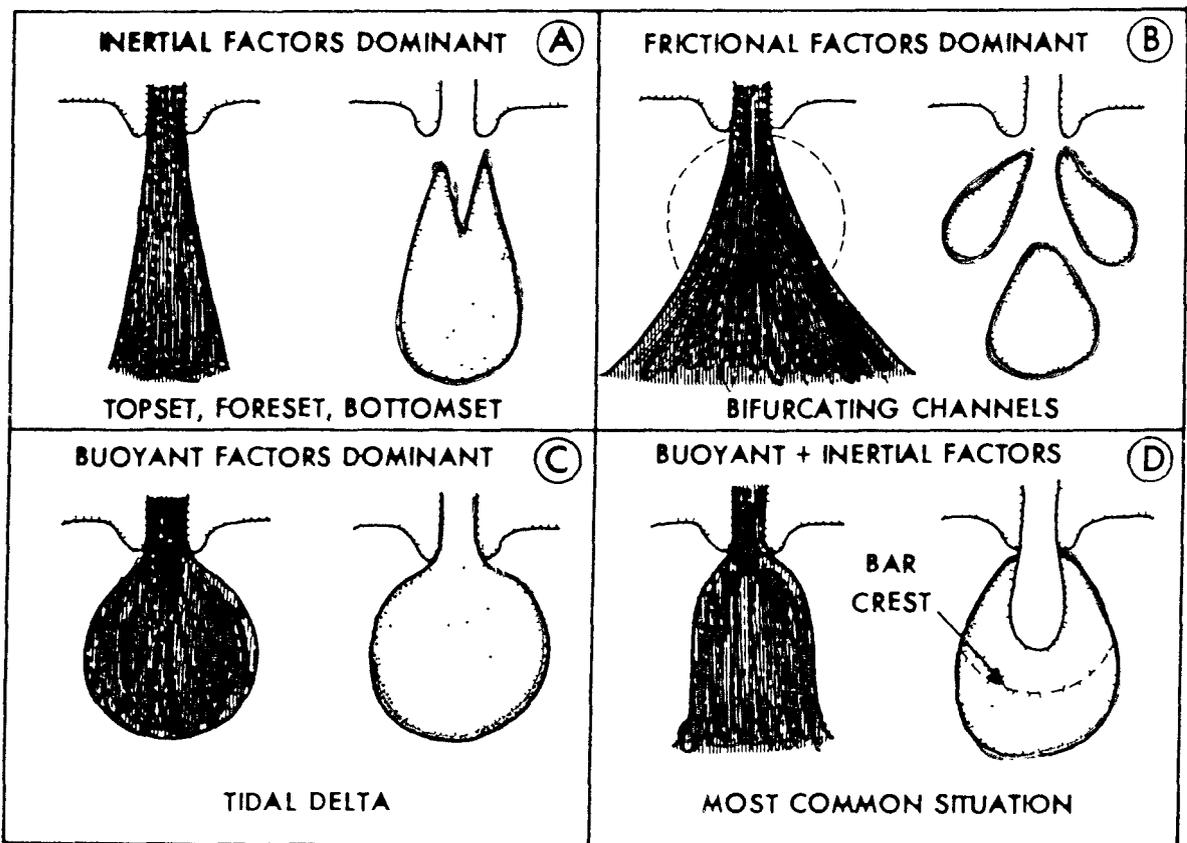
HIGH-DESTRUCTIVE-
TIDE-INFLUENCED



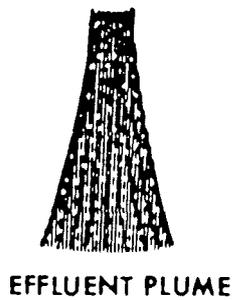
Morfologias Deltaicas

[] bapa Energia

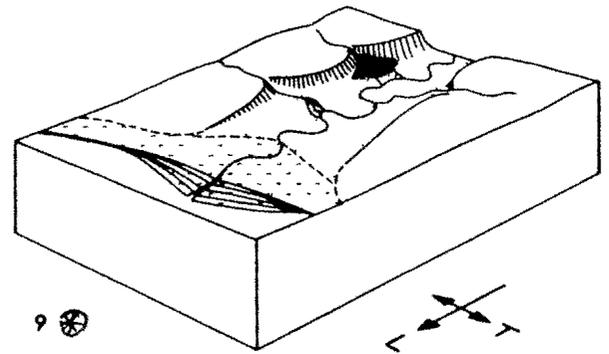
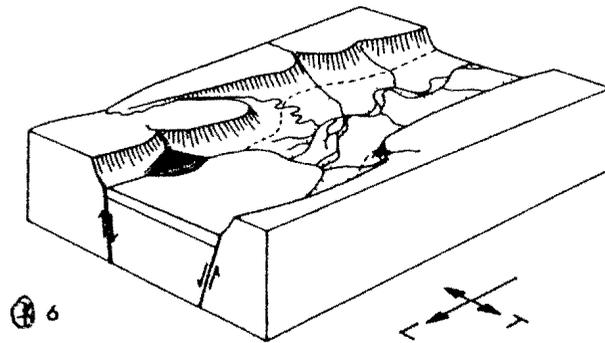
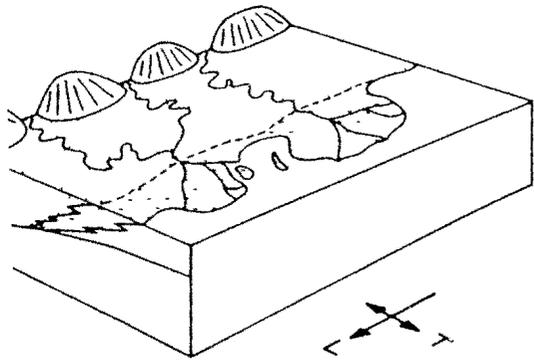
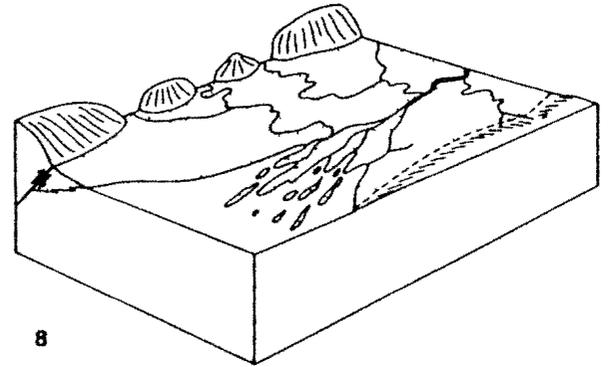
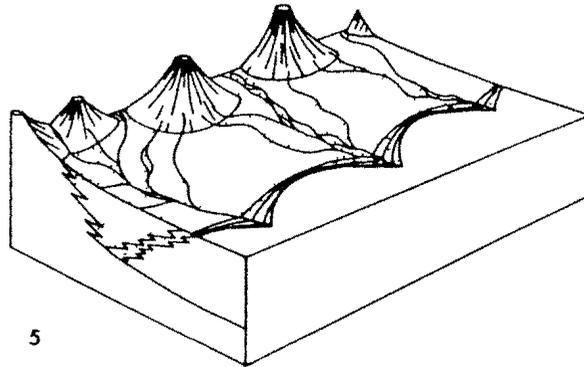
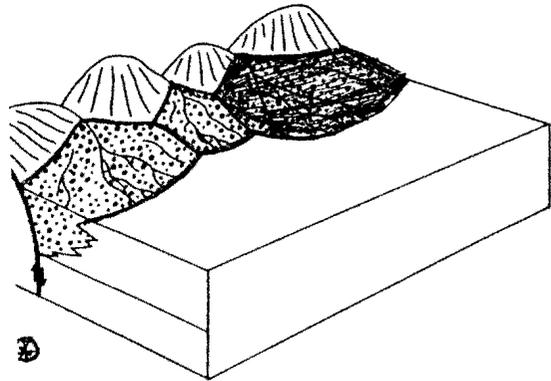
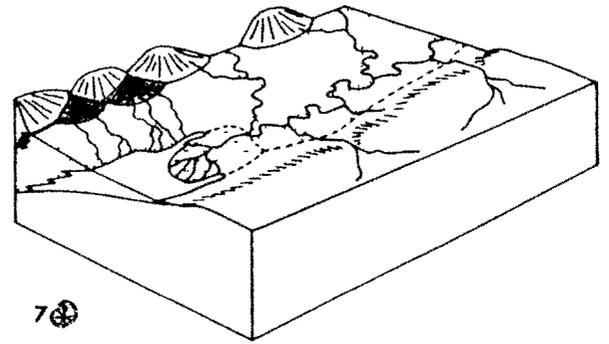
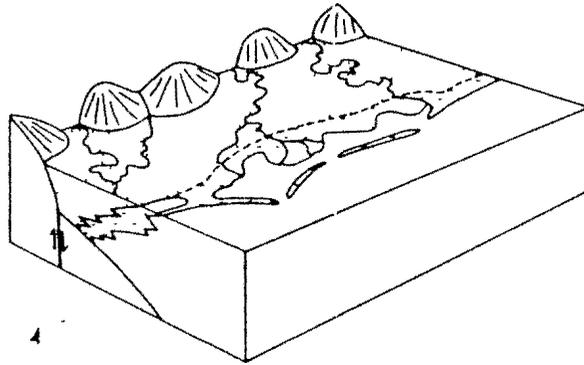
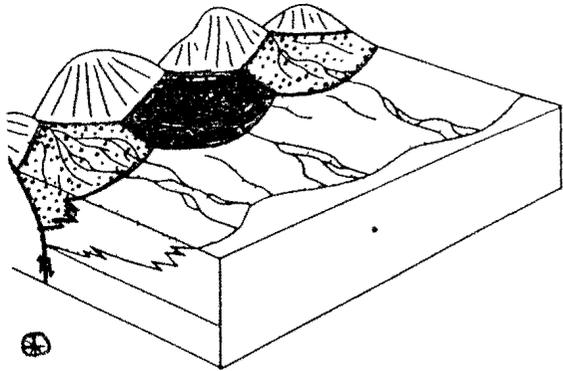




LEGEND



Morfologia de barras Deltaicas.



① - Una gama amplia de tamaños: pocos Km^2 \rightarrow 10^6Km^2 .

② - AUMENTO DE TAMAÑO \Rightarrow - AUMENTO DE COMPLEJIDAD



③ - AUMENTO DE TAMAÑO \Rightarrow ALBERGAR UNA HISTORIA Y UNA ESTRUCTURA GEOMORFOLÓGICA MÁS COMPLEJA

④ - El AUMENTO DE TAMAÑO PUEDE CONducIR a: SISTEMAS FLUVIALES POLIZOS

- Cuencas ubicadas en DOS (2) O MÁS ZONAS MORFOCLIMÁTICAS (V.gr: el río Nilo).

- Cuencas que CRUZAN por ZONAS donde la DURACIÓN DEL FLUJO es diferente (permanente, estacional, episódico).

- Cuencas donde la FUENTE del aporte hídrico es diferente (lluvia, fusión de nieve, fusión del hielo).

EMPLO: RÍO CHICO \rightarrow RÍO GRANDE \rightarrow RÍO PORCE.

↓
FRENTE DE EROSIÓN

↓
- FRENTE DE EROSIÓN
- DISECCIÓN INTENSA.

1). CONDICIONES GEOECOLÓGICAS

- LA ACTIVIDAD TECTÓNICA
- LA LITOLOGÍA
- EL RELIEVE
- EL CLIMA
- LA VEGETACIÓN
- EL SUELO

⑥ El tamaño determina el peso o importancia que cada
CONDICIÓN GEO-ecológica juega en el funcionamiento de la cuenca
MEGACUENCAS ⇒ Importan los rasgos zonales (clima, veget. zonal)
CUENCAS INTERMEDIAS ⇒ Relieve, geología, clima regional.
CUENCAS MENORES ⇒ Uso del suelo, relieve, geología, tipo de su

⑦. El tamaño incide incluso en el régimen de caudales.

Las CUENCAS mayores presentan REGIMEN MAS REGULADO.

- (El tamaño tiende a promediar condiciones de precipitación).
- Esto crea unas dificultades para extrapolar los resultados de las investigaciones funcionales.

3. ESTRUCTURA DE LAS CUENCAS.

CUENCA DE DRENAJE = SISTEMA GEOMORFICO



SUBSISTEMA GEOMORFICO: GEFORMAS.
PROCESOS

SUBSISTEMA MORFOLÓGICO



DIVISORIAS DE AGUA
INTERFLUVIOS
RELLENOS ALUVIALES ANTIGUOS
RELLENOS ALUVIALES RECIENTES
RED DE DRENAJE.
LECHOS.

↑ AUMENTA LA SENSIBILIDAD.

• Cada compartimiento del Ss. MORFOLÓGICO ESTÁ SUJETO A PROCESOS DIFERENTES.

VERTIENTES: Mov. en masa, EROSIÓN.

lechos: { - Excavación - Deposición - Excavación.
- MIGRACION lateral

relleno aluvial reciente: - Inundación - deposición.
- Deposición - Removilización - deposición

2. GRADOS DIFERENTES DE SENSIBILIDAD, RECUPERACIÓN Y UMBRAL DE CAMBIO.

3.1 MODELOS DE ESTRUCTURA DE CUENCAS.

① MODELO DE SCHUMMA:

CRITERIOS: - REGIMEN hidrológico (precipitación, caudal).
- GRADIENTE longitudinal del lecho ppol.
- COMPORTAMIENTO DE LA CARGA SÓLIDA.

UNA IDEALIZACIÓN.

② MODELO DE STORKE: Presencia de un frente de piedemonte en la parte media de la cuenca.

Más específico: CUENCAS de la VERTIENTE ORIENTAL de la P. Oriental. (Río Guayabero).

No SON VALIDOS para la zona central de Antioquia.

1.0 CONTROL TECTÓNICO y GEOMORFOLÓGICO DE SISTEMAS FLUVIALES.

• LAS CUENCAS DE LA ZONA CENTRAL DE ANTIOQUIA ESTAN CONSTITUIDAS POR SEGMENTOS DE ORIGEN y EDAD DIFERENTES.

1.1. ESTRUCTURA GEOMORFOLÓGICA y TECTÓNICA

TRES RELIEVES DE PRIMER ORDEN: → ALTIPLANOS
→ ESCARPES REGIONALES
→ CAÑONES.

1.2. TÍPOS DE CUENCAS.

- CUENCAS MODELADAS EN ALTIPLANOS
- CUENCAS MODELADAS EN ESCARPES REGIONALES
- CUENCAS - CAÑONES.
- CUENCAS ESCALONADAS.

1.1. CUENCAS EN ALTIPLANOS.

• ¿TIENE EL ALTIPLANO COBERTURA SAPROLÍTICA? } → CAPACIDAD DE
A. de STA. Elena VS A. de RIONEGRO. } RETENCIÓN
- ACUIFEROS.

• Red de drenaje DENDRÍTICA ENCAJADA ⇒ RELIEVE COLINADO
DE COLINAS EQUITALTUDINALES

Pendiente longitudinal suave.

Qal de ancho variable y discontinua.

lechos de corrientes menores en suelos residuales.

lechos de corrientes mayores: Meandricos, sinuosos, con tramos rectos.

Carga en suspensión: arcillas - limos.

" " de fondo : arena fina - media.

Migración lateral mínima

Diseción MINIMA

• Divisoria de AGUA: zonas planas ⇒ RÍO GRANDE - RÍO NECHI.

• Ejemplos: RÍO NEGRO; Riachón; Anori - La Soledad; RÍO Grande Hojas Ancha.

7. CUENCAS EN ESCALAS REGIONALES.

- CUENCAS CORTAS (5-10 Km. max.).

Drenaje semiparalelo con la pendiente Regional.

- Valles en V con grados muy diferenciados de encajamiento.

- Gradiente longitudinal alta.

- Lechos en roca \Rightarrow DISECCIÓN ACTUAL MODERADA.

- MORFOGENESIS Holocénica de baja eficiencia.

- Ejemplos: - Tributarios de los ríos San Pablo y Guadalupe (r. Payarito, Dolores
Mina Vieja, Guanacaz).

Q. Chachaputo (aeropuerto J.M. Cordova).

4.3. CUENCAS - CAÑONES.

- CAÑON y CUENCA SON DE LA MISMA EDAD.

- CONSTITUYEN la expresión MAS EFICIENTE DE FORMACIÓN ACTIVA del
- RELIEVE.

- VERTIENTES: EROSIÓN intensa y MOVIMIENTOS en masa.

- Lechos: DISECCIÓN, socavación, sedimentación local.
CARGA en suspensión y de fondo abundante.

- PERFIL LONGITUDINAL y TRANSVERSAL con CONTROL litológico y estructural.
Un ejemplo: El cañon del río Porce - Medellín.

- La FORMACIÓN DE CAÑONES: CAMBIA DRÁSTICAMENTE el patrón de
DRENADJE REGIONAL. PREVIO A TRAVÉS DE:

- INTERRUPTIÓN DE ANTIGUOS EJES fluviales.

- CAPTURA DE DRENADJES.:

- Captura del eje río Grande - río Nus

- Captura del eje río Guadalupe - río San Pablo

4. CUENCAS ESCALONADAS.

VER FIGURA Nº 2: El eje fluvial Rio Grande - Porce - Nechí.

Integración de los tipos anteriores.

- Comportamientos complejos:

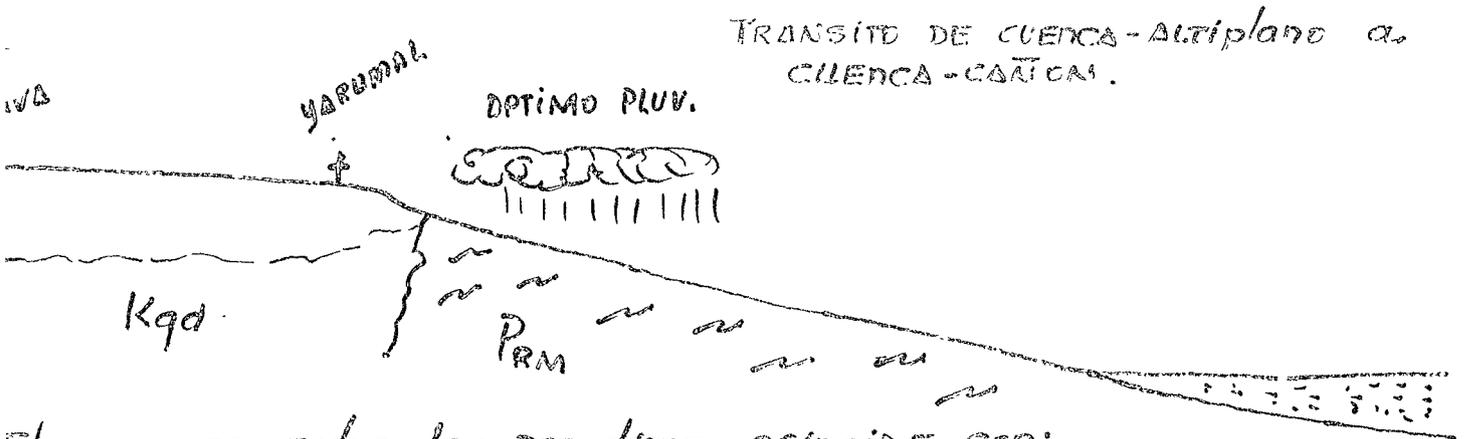
- Regimen regulado de caudales en los altiplanos.
- Un equilibrio parcial entre erosión - sedimentación en lechos.

scarpa regional:

- Carga sólida moderada que se deposita en los tramos iniciales del altiplano inferior (La Isla - Puente Gabino)

cañones: : Producción alta de sedimentos.

ZONA NORTE DE ANTIOQUIA: Cuenca del río Nechí.



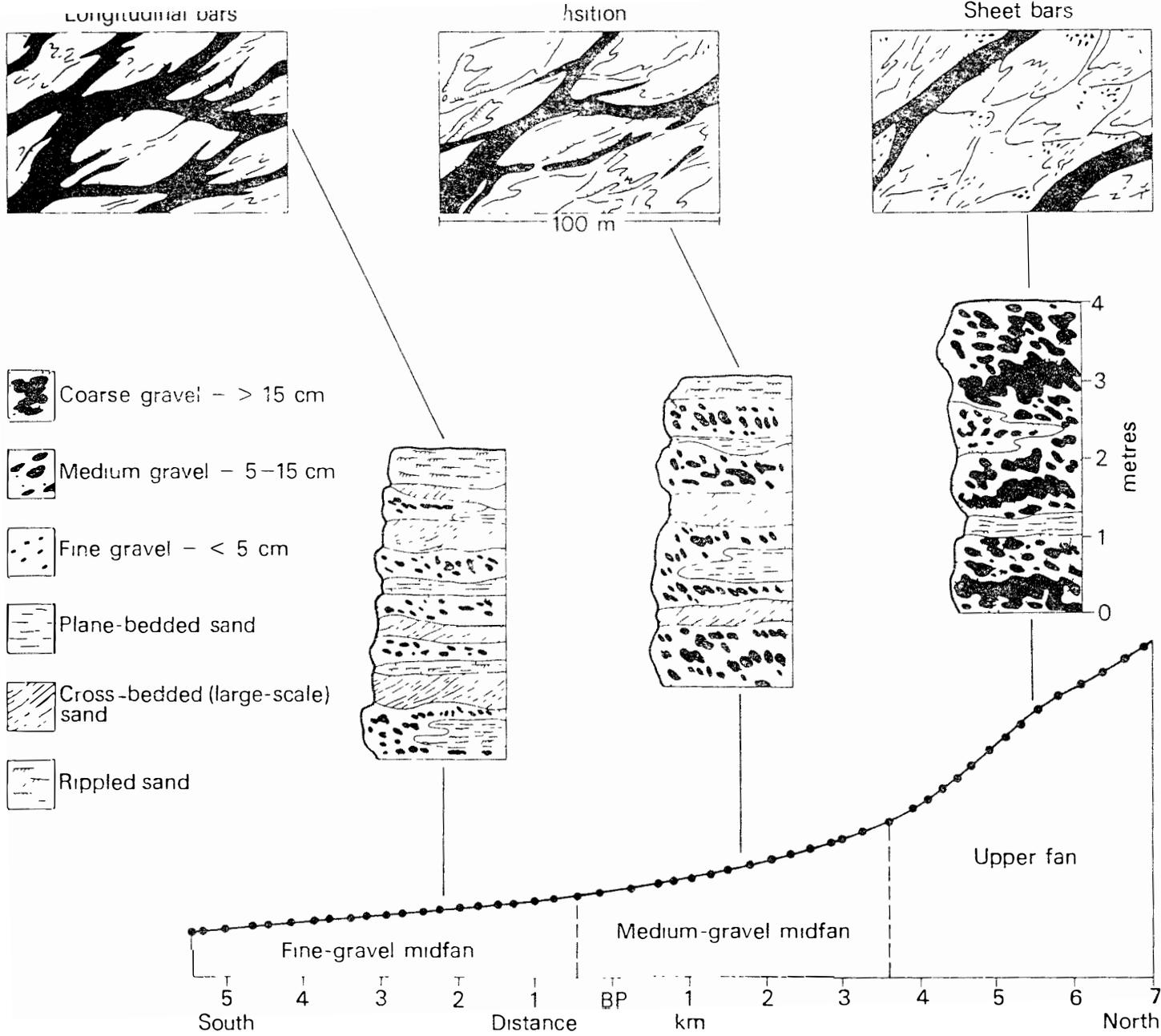
El contacto entre los dos tipos coincide con:

- OPTIMO PLUVIMETRICO
 - CAMBIO LITOLÓGICO
 - CAMBIO DE RELIEVE
- ⇒ CONTRASTES MARCADOS ENTRE AREAS:
- UNA DE BAJA producción DE SEDIMENTOS.
 - OTRA: DE ALTA producción.

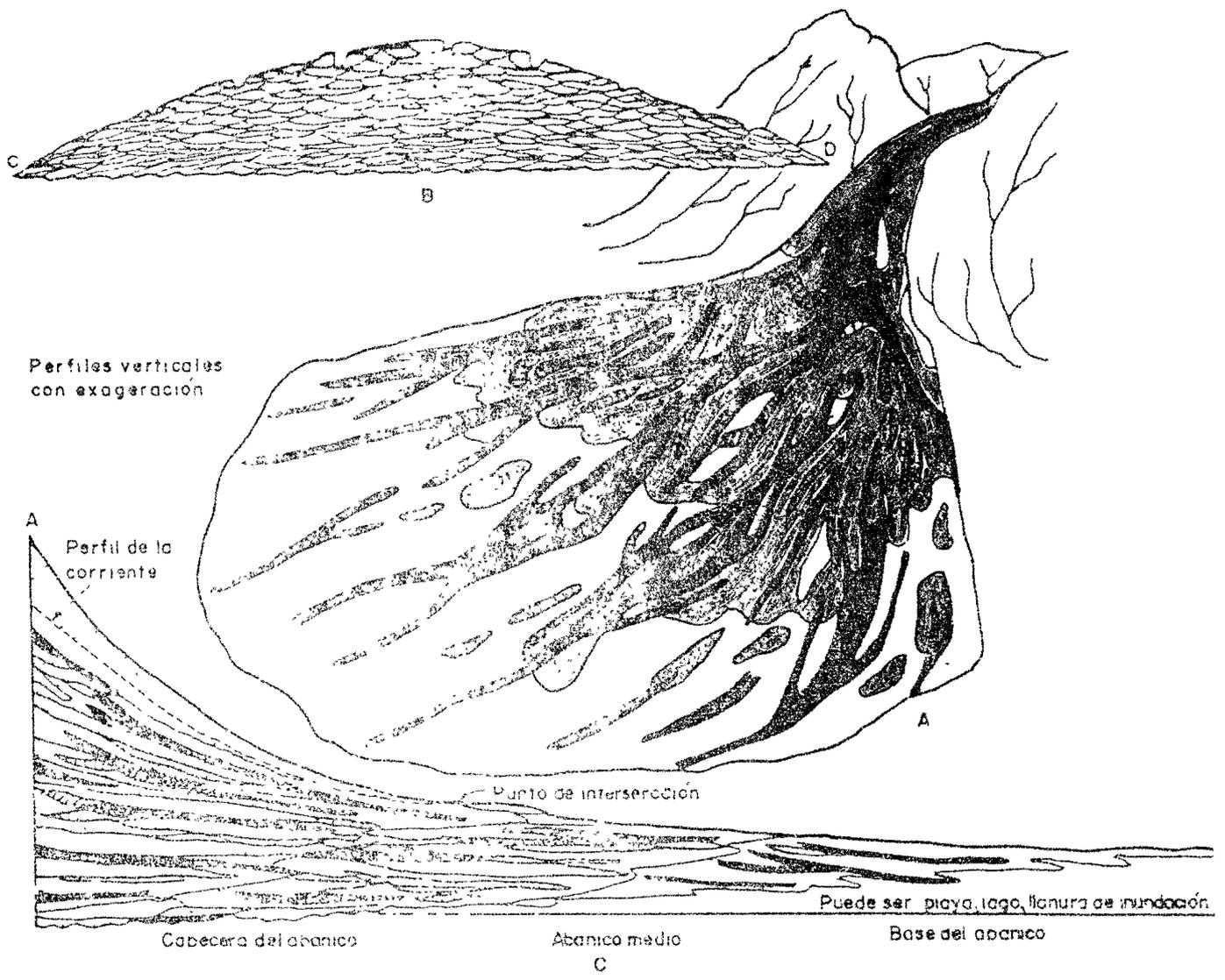
RESUMEN: las cuencas escalonadas presentan polarización

altiplanos: actividad morfogenética en vertientes; BAJA. DINAMICA FLUVIAL DE BAJA INTENSIDAD.

CAÑONES: : Aportan el volumen mayor DE SEDIMENTOS que circula



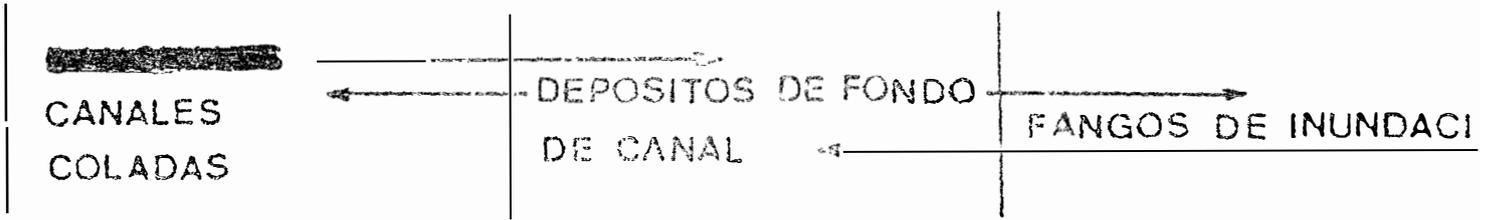
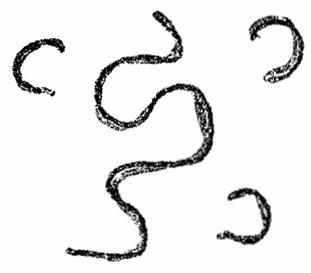
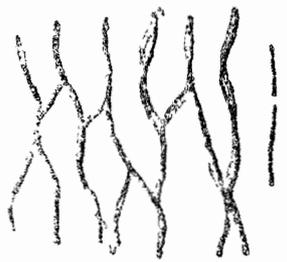
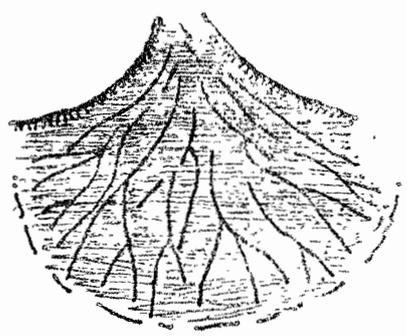
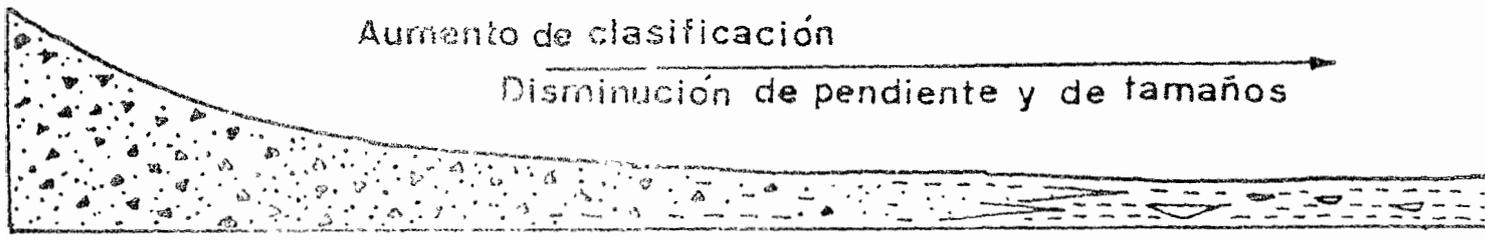
ABANICO ALUVIAL ⇒ variación del tipo de barra en función de la pendiente



-
-
-

Modelo generalizado de la sedimentación en un abanico aluvial (según Spearing 1974).

A. Superficie del abanico B. Perfil transversal. C. Perfil radial.



—Transiciones laterales en los procesos y sedimentos desde abanicos aluviales a sistemas fluviales, según Selley (1978).

CANALES FLUVIALES

◆ TIPOS DE CANALES

◆ CONTROL DE LA MORFOLOGÍA DEL CANAL

- * *descarga (cantidad y variabilidad)*
- * *cantidad de sedimentos (cantidad y tamaño de grano)*
- * *ancho*
- * *profundidad*
- * *velocidad*
- * *pendiente*
- * *velocidad*
- * *pendiente*
- * *rugosidad del lecho - banca*
- * *densidad de la vegetación*
- * *clima*
- * *Geología*

◆ DEPÓSITOS

- * *canales activos*
- * *canales inactivos*
- * *barras*
- * *terrazas*
- * *llanuras de inundación*