

LOS CAMBIOS DE NIVEL BASE COMO MECANISMO MORFOGENÉTICO DE LA  
ASIMETRÍA DE VALLES

Por Mario Arturo Ortiz Pérez\*

R E S U M E N

Se descubre la presencia de una antigua y amplia explanada de piedemonte circundante a la Sierra de Monte Alto y de Monte Bajo, la cual fue disecada mediante dos fases de incisión, este último corte erosivo de disección se llevó a cabo de manera asimétrica afectando sólo una de las laderas; tal rasgo distintivo se expresa en el relieve de todos los valles y barrancos del piedemonte.

La interpretación de la disposición de las redes fluviales, sus características y anomalías del drenaje permitieron conocer todo un sistema de capturas fluviales. El análisis de estos elementos y factores del relieve, en su conjunto, fueron básicos para descifrar el origen de la asimetría de los valles.

Por último, se establece un esquema funcional del comportamiento morfodinámico a nivel de vertientes, que explica los procesos dominantes del modelado en los valles del piedemonte.

S U M M A R Y

This paper refers the erosive evolution of the glaxis sorrounding the "Sierra de Monte Alto y Monte Bajo", central Mexico. Two different phases of erosion were recognized. The second of these was responsible of the assymetry of valley profiles detected all over the glaxis.

The study of the fluvial net allowed the recognition of drainage captures. Its analysis helped to establish the origin of assymmetrical valleys.

Finaly, a morphodynamic model is proposed to explain the main processes dealing with valley development in the glaxis.

---

\* Investigador del Instituto de Geografía, UNAM.

## INTRODUCCION

El estudio de la disección fluvial representa uno de los temas de mayor interés en la investigación geomorfológica; incluso, se puede considerar al proceso de corte erosivo y la combinación de la acción denudatoria en el modelado de las laderas, como uno de los objetos primordiales del estudio de la geomorfología, toda vez que su morfología constituye uno de los componentes básicos del relieve.

Este tema no es sencillo, pues se engloban, para su análisis, los procesos y formas resultantes; acción que involucra a un conjunto de factores y variables muy complejas entre las que se cuentan condiciones tectónicas estructurales, climáticas e hidrológicas, y otras de igual importancia. Así, todos los componentes del paisaje natural, sin excepción, se reúnen, en mutua correlación, dentro del marco del desarrollo morfogenético; tal combinación de procesos, factores y elementos, se conjuntan por la relación funcional de todas las partes que constituyen el relieve fluvial de valles y barrancos y, de manera particular, la morfología de laderas en valles.

Factores morfogenéticos de tipo endógeno (actividad tectónica y volcánica) y exógeno (intemperismo, erosión y acumulación) se integran para modelar el relieve de disección fluvial en depósitos de piedemonte. Su análisis se aborda desde el punto de vista teórico, pues la investigación está dirigida a conocer la génesis, evolución y morfología de las vertientes. En el caso que nos ocupa y en el ámbito del campo práctico, se brinda información básica sobre el comportamiento dinámico de las vertientes.

## PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El fenómeno de disimetría de las laderas se presenta regionalmente en la porción centro occidental del Sistema Volcánico Transversal, en forma sistemática en las áreas de piedemonte, a través del relieve de valles, barrancas e interfluvios. La expresión geométrica de asimetría constituye la razón primordial que anima la presente investigación. El objetivo central del trabajo es llegar a conocer la causa de la disimetría de la disección fluvial en depósitos volcanoclásticos y de piedemonte, abordando éstos en el declive o rampa de transición piemontana de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo que se definen espacialmente más adelante. La razón primordial de enfocar el problema desde el punto de vista teórico, se debe a que no ha sido contestada satisfactoriamente una serie de interrogantes que surgieron al revisar la relación de elementos de juicio científico con respecto al origen y desarrollo de valles asimétricos, teoría que en el momento de ser confrontada con el relieve de los valles en estudio no concuerda o corresponde con los modelos establecidos, motivando, con ello, la realización de esta investigación, con el ánimo de hacer pequeñas pero nuevas aportaciones que contribuyan al conocimiento geomorfológico de estos tipos de relieves.

Cuestionar los fundamentos teóricos en los que se basa el problema que nos ocupa es esencial, ya que de esta manera ayudamos a cumplir con el propósito de esclarecer, explicar, ordenar y abordar adecuadamente el problema general de la investigación.

¿Es posible explicar la razón de asimetría en el piedemonte con las mismas leyes que rigen la disección fluvial, o intervienen también otras variables que hasta el momento no se han considerado en el tema de geomorfología fluvial? O, bien, ¿la disimetría de valles resulta de un fenómeno meramente tectónico o estructural, o

de ambos, por movimiento de basculamiento, o la disimetría es esencialmente producto del dominio climático en el cual la disposición y orientación de las laderas juegan el papel primordial? o, ¿en qué proporción o medida intervienen o se relacionan ambas condiciones?; así, de estas interrogantes generales se desprende toda una serie de cuestionamientos muy positivos, al proporcionar elementos de juicio que ayudan a estructurar las hipótesis de trabajo que se irán planteando en la medida que se avance en el desarrollo del trabajo.

Una vez que se conozca, o haya resultados respecto al origen de la asimetría de valles e interfluvios, y se den a conocer las características de la dinámica geomorfológica, la causa de las modificaciones más importantes y el papel que juegan en el conjunto del sistema terrestre, el ensayo será de gran utilidad práctica, susceptible de ser aprovechado en la ordenación y manejo de las áreas de piedemonte que presenten problemas geomorfológicos semejantes, como ciertos sectores que se extienden por los piedemontes dispuestos en la margen de las fosas tectónicas del Sistema Volcánico Transversal.

No hay duda de que este tipo de análisis constituye un elemento importante en los estudios integrados, cimiento y guía de la ordenación territorial, al proporcionar una base sólida en la planeación del uso potencial de este tipo de terreno o modelado, ya sea para aplicarse en problemas de conservación de suelos, corrección de torrentes y cárcavas, en la detención del avance de tierras malas (bad-lands), en problemas de inestabilidad de vertientes y degradación de suelos, así como para la localización de sitios idóneos para la ejecución de obras de infraestructura vial, hidráulica, y los adecuados para la ubicación de los núcleos humanos, entre otras tantas más aplicaciones, y que, de practicarse, redundaría en el mejor aprovechamiento de los recursos naturales de la franja piemontana que, independientemente de su expresión morfológica, es un espacio en crisis dado el impacto acelerado del hombre en estas áreas, siendo éste uno de los factores primordiales de desequilibrio del geosistema en cuestión.

#### MÉTODOS DE ESTUDIO

La fase inicial de la investigación consistió en la observación detallada del fenómeno en análisis; para ello, en forma sistemática se llevó a cabo una aerofotointerpretación geomorfológica mediante la cual se reconocieron las áreas de piedemonte, así como los sistemas adyacentes a este declive transicional ubicado entre el complejo montañoso y las planicies de nivel de base. Posteriormente, la fotointerpretación se verificó y se reinterpretó a partir de los trabajos de campo.

Paralelamente a las labores de fotointerpretación, se levantó e integró la carta de los elementos del relieve, la cual se elaboró utilizando como planos de base seis cartas topográficas de escala 1:50 000, del INEGI. Sobre esta base cartográfica se construyeron perfiles geomorfológicos transversales y longitudinales a las principales estructuras orográficas, desde parteaguas a llanuras de nivel de base. Ambos, la cartografía geomorfológica y los perfiles son apoyos importantes, necesarios para llevar a cabo el análisis de la relación global de las formas del relieve, mediante el criterio de clasificar al modelado por su génesis y por la dinámica de los procesos involucrados que, una vez cartografiados, permiten conocer su respectiva relación espacial y, con ello, el contexto de las condiciones geomorfológicas en las que se verifica el modelado en estudio, y posiblemente una clave de las relaciones o causas de su distribución espacial.

El análisis de perfiles transversales a los valles es esencial en el entendimiento de las relaciones entre la disección y las características morfológicas, litológicas, estructurales y tectónicas (Kostenko, 1975), y de factores climáticos e hidrológicos, entre otros, que originan valles asimétricos, (De Martonne 1968, p. 624-627).

La interpretación de perfiles se toma de los trabajos de Mario Arturo Ortiz y Gerardo Bocco (1985 a y b).

La interpretación de algunos elementos del relieve que sirvieron de apoyo para el presente estudio, de los que se extraen datos morfométricos y estadísticos, se basó en la cartografía geomorfológica realizada por el autor.

#### ANTECEDENTES

Los ensayos antecedentes que enjuician el problema del origen de la asimetría de valles son muy pocos, y la mayoría de los casos tratados se originan bajo la influencia de un dominio periglaciario. Sin embargo, se han consultado obras generales de geología y geomorfología, especializadas, que tratan el problema del origen de los valles asimétricos, entre las cuales se pueden citar: Carson y Kirkby (1972), Crickmay (1974), Derruau (1966), Gloriod y Tricart (1952), Ibañez y Mensua (1977), Kennedy (1969), King (1984), Kirkby (1969), Ollier y Thomasson (1957), Ollier (1981), Pitty (1971), Selby (1982), Small (1978), Sparks (1972), Tricart (1965), Tuttle (1980), Wilson (1968), Young (1972).

Así, los ensayos antecedentes que enjuician el problema del origen de la asimetría de valles, se mencionan aquí en siete grandes rubros:

- Socavación desigual de las riberas
- Diferente resistencia de las rocas del valle
- Influencia de estructuras disyuntivas
- Movimientos tectónicos
- Control estructural de valles
- Argumentos morfoclimáticos
- Influencia del efecto de Coriolis

Pero sin que ninguno de los factores de esta relación intervenga en la génesis de los valles que nos interesan.

#### AREA DE ESTUDIO

Mediante la observación e interpretación del relieve en fotografías aéreas, cartas topográficas y de trabajo de campo, se localizó y zonificó la distribución espacial de las características del relieve de valles disimétricos al pie de las laderas montañosas volcánicas de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo, Las Masas, Las Palomas, Tepozotlán, Tlalpujahuá y Sierra de Las Cruces, además de otras localidades de orden menor.

La extensa franja de relieve piemontano sólo constituye un sistema de transición, toda vez que el piedemonte es sólo el declive acumulativo-erosivo ligeramente inclinado, dispuesto entre la montaña y la llanura acumulativa de nivel base de tipo lacustre. El relieve de piedemonte es el receptor de energía y materia de la monta-

ña de la cual proviene el escurrimiento y sedimentos en dirección del geosistema consecuente formado por el piedemonte, para, finalmente, transferir en condiciones de baja energía los sedimentos coluviales, deluviales y proluviales en las márgenes de depresiones lacustres de tipo tectonovolcánicas, colmadas, ahora, de sedimentos recientes.

Por lo anterior, es posible reconocer tres geosistemas regionales que en el orden altitudinal, de mayor a menor, son:

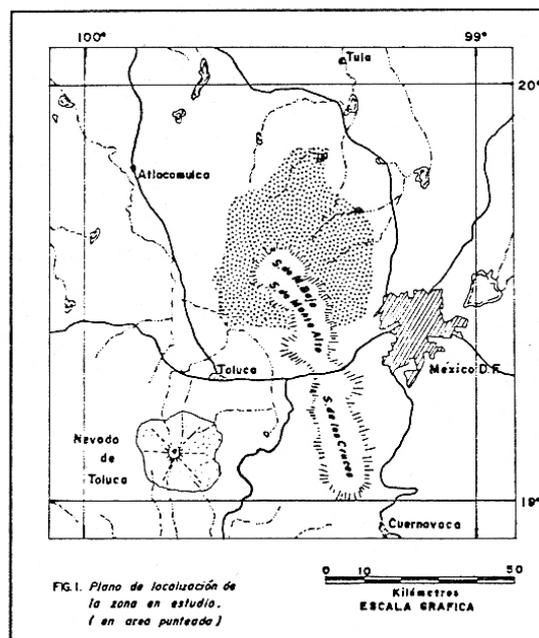
- 1) Cadenas montañosas volcánicas, de edad neógeno-cuaternario, que se encuentran circundando las planicies acumulativas.
- 2) Declive transicional: franja de piedemonte formada de productos volcanoclásticos y material sedimentario de origen deluvial, proluvial y coluvial de edad plioceno-cuaternario.
- 3) Planicie acumulativa fluvio-lacustre de origen tectónicovolcánico, de edad cuaternaria.

Los mencionados sistemas terrestres se ubican en la porción central del Sistema Volcánico Transversal. Se localizan y circundan la cuenca del Alto Lerma, la depresión de Ixtlahuaca, también perteneciente a la cuenca hidrográfica del río Lerma, y se localizan en la porción occidental del área en estudio, pues el sector oriental pertenece al drenaje de los escurrimientos que reconocen hacia el Golfo de México, a través del río Tepeji que más adelante se convierte en el río Moctezuma que, posteriormente, toma el nombre de río Pánuco. Este sector oriental cubre el flanco nororiental de la Sierra de Monte Bajo y el este de la Sierra de Monte Alto, así como las estribaciones de las sierras de Las Masas, Las Palomas y Tepozotlán, elementos orográficos ubicados en la porción septentrional de la zona en estudio (figura 1).

El área en estudio cubre una superficie de 4 000 kilómetros cuadrados, aproximadamente.

Al pie de las cadenas montañosas volcánicas de la zona en estudio se extienden potentes acumulaciones de materiales volcanoclásticos consistentes en tobas, cenizas y brechas volcánicas, entre las cuales se mezclan sedimentos continentales de acarreo, principalmente de origen proluvial y deluvial.

La extensa franja de relieve piemontano ha sido disecada por barrancos que muestran en la profundidad del corte erosivo un diseño asimétrico o desigual, por diferente valor de la pendiente en las vertientes; por la distancia entre el parteaguas y el talweg entre ambas laderas, por volumen de los interfluvios y la expresión morfológica. Tal anomalía tiene lugar de manera continua en todos los valles.



El relieve está constituido por un sistema de lomeríos dispuestos más o menos paralelos entre sí, circundando radialmente las montañas. Cabe hacer notar que la característica de asimetría de este tipo de relieve no se circunscribe al fondo de los valles y barrancos, por el contrario, la asimetría afecta a todo el relieve de la franja de piedemonte, cubriendo la totalidad de su conjunto. En sentido vertical, la desigualdad geométrica de las vertientes está presente desde que se define el talweg hasta terminar en la misma arista de la divisoria de aguas del relieve de lomas (figura 2).

A nivel de flancos o márgenes de barrancos la disimetría es notable, puesto que es común observar que los flancos que se exponen normalmente orientados hacia los rumbos del sector norte se expresan a través de un talud o una ladera de superficie de contornos cóncavos de muy fuerte gradiente, pero con escaso desarrollo en su amplitud y longitud. Esta característica se contrapone en las laderas expuestas normalmente hacia el sector meridional sobre las cuales domina una geometría de superficie convexa, de escaso gradiente y mayor extensión longitudinal en área y volumen.

El valor de la profundidad de la disección es variable, aunque de manera general muestra incremento continuo conforme aumenta la altitud del relieve, adquiriendo mayor magnitud en el corte erosivo en la medida que se acerca a las laderas montañosas.

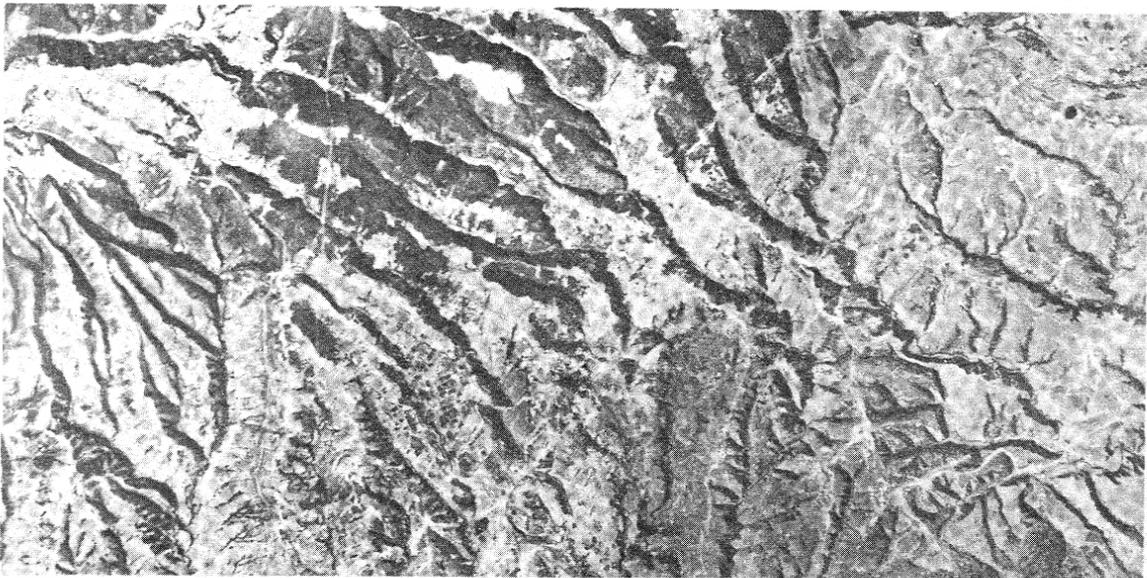


Figura 2. Valles de perfil disimétrico entre los restos de la rampa de piedemonte, en las cercanías de la presa Taxhimay.

La amplitud horizontal de los valles es dilatada si se compara con el corte vertical de la disección, pero sin llegar a perder el típico perfil transversal de "v" abierta, en el que siempre se muestra el corte asimétrico (figura 3).



Figura 3. Diagrama idealizado de los valles de la zona en estudio. En a, tipo erosivo; y en b, valle acumulativo de fondo plano.

Hacia la porción terminal y periférica del piedemonte, y sobre los principales colectores fluviales, los valles incrementan su amplitud horizontal y disminuye el gradiente del perfil longitudinal en la medida en que los cursos fluviales reconocen la cercanía del nivel base de las llanuras lacustres. Pasan de valles erosivos a valles de patrón acumulativo, caracterizados por la cubierta móvil de aluviones, (figura 3b.).

#### Morfología de Piedemonte

No hay dudas en cuanto a la génesis del piedemonte. Como ya se mencionó, en principio constituyeron depósitos volcanoclásticos que fueron posteriormente retrabajados, principalmente por la acción torrencial, formando extensos depósitos proluviales que en el transcurso de su expansión coalescieron formando una amplia rampa o glacis de acumulación.

Las evidencias de tal morfología son claras y se expresan a través de los remanentes de superficies de nivelación o denudación, con la clásica morfología plana de las divisorias de aguas, desarrollando un relieve remanente de lomas.

Los relictos de la antigua explanada del glacis se reconocen fácilmente por sus características: presentan un rellano de muy escasa pendiente, de superficie casi horizontal en donde los valores de la densidad de la disección son muy bajos, generalmente menor a los 500 m de longitud por kilómetro cuadrado. La porción plana sobresale inmediatamente a la vista por estar circundada por declives de laderas disecadas con valores de densidad más altos. La amplitud horizontal de la superficie de aplanamiento y del interfluvio mismo se amplía entre dos y hasta tres veces la anchura media del interfluvio; aunque tales superficies tienen sólo escaso desarrollo longitudinal, se restringe a sólo cortos tramos y a porciones de áreas escasas ubicadas en la parte terminal del piedemonte.

A lo largo del perfil longitudinal y en dirección hacia el nivel de base de las depresiones lacustres, la rampa del glacis decrece en altitud con un declive de bajo gradiente, entre  $0.5^\circ$  y  $2^\circ$  como máximo, y sólo en ocasiones alcanza hasta  $3\%$ .

Desde el punto de vista de la perspectiva de la reconstrucción paleogeomorfológica, las superficies de glaciplanación constituyen las mejores evidencias del relieve por el valor intrínseco que representan, debido a que son las únicas porciones

del relieve que no han sido disecadas por la erosión lineal, al quedar tales superficies relativamente aisladas de la presente erosión regresiva y circundante de la arroyada y del retroceso mismo de vertientes, por denudación. Por tanto, las superficies de nivelación planar constituyen las facetas del relieve mejor conservadas, al no haber sido afectadas en su totalidad por el proceso erosivo de la disección.

Los depósitos de piedemonte se formaron y desarrollaron en los periodos plio-pleistocénico, bajo condiciones geológico-geográficas semejantes a nivel regional. Por tanto, es válida la explicación general de los depósitos de piedemonte, sin referirse a cada una de las rampas que constituyen éste.

Según Mooser (1963, 1975), la Sierra de Monte Alto y de Monte Bajo se origina como parte de la actividad tectovolcánica pliocuaternaria, a través de fracturas tensionales con rumbo NNW-SSE, formando, entre otros orógenos, a la Sierra Nevada y de Las Cruces. La Sierra de Monte Alto y de Monte Bajo consiste en elevados edificios volcánicos, derrames lávicos y depósitos piroclásticos de composición andesítica y dacítica principalmente. Lugo H. (1984) reconoce sobre el piedemonte un depósito poligenético sedimentario muy complejo, el cual Bryan (1948) designó como Formación Tarango, consistente en lahares, acumulaciones volcánicas sobre todo de material piroclástico, en los que se alternan depósitos de acarreo fluvial; estos últimos, Lugo (1984) los sitúa generalmente por abajo de los 2 300 msnm, como depósitos coalescentes de conos de deyección. Asimismo, el citado autor diferenció, por edad, a la porción superior del piedemonte, del pleistoceno y, seguramente, plioceno. En cambio, los depósitos del piedemonte inferior se originan en el pleistoceno tardío-holoceno.

A partir del conocimiento de la distribución y disposición estructural del relieve es posible deducir los siguientes sucesos geológicos: durante el neógeno y sobre la porción central del Sistema Volcánico Transversal se desarrolla un régimen orogénico tal, que conduce a la formación de cadenas montañosas volcánicas cuyos ejes orográficos, en general, se orientan con dirección NNW-SSE principalmente. Ya en el cuaternario, en las últimas fases volcánicas, se modifica la dirección de los lineamientos tectónicos y la formación de cadenas montañosas volcánicas aisladas, dispuestas con un rumbo E-W, o sea, casi perpendicular a las estructuras primarias del neógeno. El distinto desarrollo morfotectónico de estos dos sistemas es obvio, pues corresponden a una génesis diferente, como lo evidencian la disposición estructural, la litología e historia geológica.

En el área en estudio las sierras de Monte Alto y Monte Bajo se forman, en la fase volcánica, con orientación NNW-SSE, que corresponde por edad al plioceno (Mooser, 1975, p. 24). Sin embargo, posteriormente hay importantes manifestaciones volcánicas cuaternarias dentro de la misma estructura de la sierra.

En términos generales, es posible decir que al finalizar el desarrollo orogénico se forman decenas de volcanes a través de campos eruptivos monogénicos (Tenango, Jalatlaco, Chichinautzin y Atlacomulco, y otras manifestaciones volcánicas aisladas, de orden secundario). Aunado a este fenómeno se presenta un estilo estructural de tensión o fase tectónica distensiva. Como consecuencia de ello, el sistema disyuntivo aparece como un fenómeno dominante; en pocas ocasiones como subordinado. La expresión morfoestructural en bloques es evidente, según se deduce de los conjuntos estructurales de sierras aisladas que se definen siguiendo rumbos o lineamientos bien establecidos, que levantan entre las planicies de nivel base. La distribución de tal arquitectura geológica de horst y fosas conforma un mosaico de compartimientos o depresiones cerradas circundadas por montañas bloque.

Las sierras mayores, entre ellas las de Las Cruces, Monte Alto y Monte Bajo, forman un megabloque constituido por montañas bloque de orden menor, levantado a diferente altura por los movimientos diferenciales en intensidad. De esta manera, el sistema disyuntivo tiene lugar a dos diferentes escalas: una a nivel de megabloques (sierras mayores y amplias fosas tectovolcánicas) y otra a nivel secundario, en bloques menores y hundimientos locales. Disposición de umbrales y depresiones dispuestas a diferente nivel dentro de la misma cadena montañosa.

Así, la mayor parte de los límites de las sierras mayores y su contacto con el piso de las fosas se encuentran marcadamente afectados por fallas normales; incluso el piedemonte de las cadenas montañosas es sujeto de la dislocación disyuntiva, dando prueba de la actividad reciente en las márgenes de las estructuras de los horst y fosas.

El sistema disyuntivo primario de megabloques permitió la formación de amplias cuencas endorreicas pliocuaternarias, muy evidentes en el Sistema Volcánico Transversal, propiciando con ello extensas áreas lacustres, condición que perdura poco antes de finalizar el pleistoceno, a partir del cual se trastorna la naturaleza lacustre de las cuencas por dos hechos esenciales:

1. Por la actividad volcánica que provoca que el lecho de los cuerpos lacustres se oblitere con materiales volcanoclásticos, nivelando la topografía de las depresiones lacustres por una sucesiva y rápida acumulación de piroclastos, transformándose gradualmente el ámbito acuático en uno de planicie de nivel de base.

La naturaleza de las ciénagas, caracterizadas por su elevada evapotranspiración, su fluctuante y escaso tirante, además de la permeabilidad de los nuevos productos volcánicos del substrato palustre y las probables modificaciones climáticas hacia una aridez creciente a partir del holoceno, propicia la desecación, reducción, o ambas, de las zonas palustres y lacustres, como en el caso de Ixtlahuaca.

2. El segundo factor fundamental es el directamente relacionado con la actividad del sistema disyuntivo más reciente, o sea, con los lineamientos de orientación E-W. Estas fallas trastornaron las condiciones hidrológicas, pues se modificó la disposición del nivel de base de los cuerpos lacustres al cambiar y migrar hacia un nivel base general de transición, hacia el occidente, conocido como la región del Bajío, permitiendo ahora que el desagüe de la cuenca del Alto Lerma se lleve a cabo por medio de un sistema escalonado de planicies lacustres, caso de Toluca, Ixtlahuaca, Acambay y Maravatío, entre otros. Semejante escalonamiento es el resultado de la dislocación de las fallas recientes de Tenango, Ixtlahuaca-Perales y Toxi, evidenciadas por la conservación y rectitud de los escarpes de falla, cuyo desplazamiento muestra una serie de hundimientos en los bloques septentrionales y levantamiento de los megabloques meridionales.

De la misma manera que perdieron profundidad los cuerpos de agua, se cubrió de materiales volcanoclásticos el relieve de las sierras adyacentes a las planicies lacustres, entre ellas las sierras de Monte Alto y Monte Bajo y, obviamente, el piedemonte.

Sin embargo, los materiales piroclásticos que llegaron a cubrir las porciones altas de la sierra, o de declive pronunciado, tuvieron que ser desalojados por la erosión y luego retrabajados por muy cortas distancias al ser redepositados por el escurrimiento en el piedemonte inferior.

La actividad volcánica aseguró importantes y sucesivos depósitos de piroclastos a los que se agregaron los de tipo proluvial; ambos procesos de acumulación se alternaron dando lugar a una activa sedimentación, permitiendo el rápido crecimiento o expansión de los abanicos proluviales en los cuales, al coalescer por acreción vertical y lateral, el depósito de piedemonte se elevó en sentido remontante ocupando las porciones entrantes o bajas de la montaña a partir de las cuales se desprendieron los ápices de abanicos aluviales hasta alturas de 2 750 msnm. Cuesta abajo, el desarrollo proluvial migra desde su ápice hasta distancias mayores a los 20 km, cubriendo las diversas márgenes de lechos lacustres que variaron, según el caso, entre 2 610 y 2 150 msnm.

La magnitud de tales dimensiones explica por sí misma el escaso gradiente de la explanada del glacis, así como la disposición tabular o ligeramente inclinada de las capas de depósito de piedemonte.

Es interesante observar cómo este tipo de estructura está constituido por materiales volcanoclásticos y depósitos de abanicos aluviales que se disponen cubriendo un espesor que varía entre 200 y 300 m. Sin embargo, en la secuencia acumulativa y salvo los paleocanales, no existen discordancias o echados superiores a los ocho grados. Por ello es que se deduce una topografía preexistente de superficie llana o, bien, con muy escasa disección que se verifica antes y durante el tiempo geológico que perdura la sucesiva acumulación. Esta característica es muy importante, ya que en otra forma, con las laderas o los glacis de erosión disecados profundamente, las capas de la secuencia acumulativa de piroclastos se amoldarían a la topografía irregular, propiciando continuos cambios drásticos en el espesor de las capas y acunamientos de los estratos con echados pronunciados, disposición estratigráfica que no acontece de manera frecuente.

Estas características son muy significativas para entender parte de la historia geológica del piedemonte. Se considera que las sierras de Monte Alto y de Monte Bajo tienen un origen que se remonta al plioceno, desde entonces se ha ido formando el piedemonte, que ha evolucionado a través de episodios tectónicos, volcánicos, de sedimentación, erosión o ambos, según se evidencia en los cortes estratigráficos. Estos, de manera general, se interpretan en la siguiente forma: frecuentes periodos de actividad volcánica intermitente entre los que se suceden cortos lapsos de quietud representados por la erosión o el depósito de fanglomerados, como producto de la actividad de abanicos aluviales.

Los procesos erosivos son de origen hídrico, con arroyada del tipo anastomado, que se traducen por un entallamiento del material en la superficie de la explanada. Seguramente este proceso fue de escasa energía, dado el pequeño gradiente de pendiente, generalmente no mayor a los tres grados. Por otra parte, la superficie llana de la rampa dominó una vegetación abierta que propició el barrido de la arroyada difusa, según se deduce de la alternada disposición de capas de clastos heterométricos con el de arenas finas y gruesas, observada con frecuencia en el perfil de los cortes.

En cuanto a los fanglomerados, se hallan normalmente intercalados en el paquete de capas volcanoclásticas, con una clara diferenciación textural entre la porción superior e inferior del piedemonte. Los bloques con diámetros mayores a los 50 cm son dominantes cerca del contacto de las laderas de montaña y el glacis. En la zona baja del piedemonte los fanglomerados sobreyacen a los sedimentos lacustres, con sedimentos gradualmente más finos cuyo calibre varía entre bloques y gravas, para los más grandes, y arenas y limos los más finos. Se confunden con frecuencia con

Los materiales volcanoclásticos por no haber una marcada diastratificación.

La disposición estructural de los depósitos de acarreo, en el piedemonte no guarda, al parecer, orden alguno, incluso los depósitos no necesariamente coinciden siguiendo el rumbo general de la estratificación; los fanglomeros aparecen sólo por cortas distancias, a veces como material de paleocauce o como conos aluviales que se disponen cortando transversal o diagonalmente la estructura de los volcanoclásticos, y sólo siguen la estructura actual cuando se ubican alrededor de los escurrimientos principales, como el río de Cuautitlán y San Pedro, por ejemplo, que han perdurado mucho tiempo conservando una misma trayectoria y dejando adosadas a las paredes de los valles restos de cantos rodeados, al ser abandonados en su escasa migración lateral.

#### RUPTURAS DE EQUILIBRIO MORFOGENETICO

Es muy difícil tratar de hacer una interpretación sintética del desarrollo geomorfológico del piedemonte, toda vez que no se ven o no hay evidencias que permitan interpretar la reconstrucción fidedigna de la evolución del relieve. Por ejemplo, en la secuencia acumulativa del piedemonte no se observan fases de glaciación o discordancias erosivas en las que se identifiquen estados de posible estabilidad tectónica o volcánica, y si los hubo bien pueden estar enmascarados o sepultados por el suelo o la vegetación o, bien, aún no afloran porque el corte erosivo de los ríos no ha alcanzado el nivel de discordancia regional que muestre huellas de desequilibrio morfogénico a través de la secuencia acumulativa. Por otra parte, tampoco es posible admitir que, una vez formados los depósitos de piedemonte en el plioceno permanecieran durante todo el lapso del cuaternario sujetos a la denudación continua. Ello equivaldría a pasar por alto los cambios climáticos del cuaternario y sus repercusiones en el sistema natural.

Sin llegar a saber o definir cómo y en qué momento se verifican las modificaciones del sistema terrestre, entendido éste en su concepción global, y como quiera que haya sucedido, el caso es que después de una larga secuencia acumulativa de volcanoclastos de naturaleza variable y de acumulación proluvial, a través del desarrollo expansivo del glacis se invierte el proceso de acumulación por uno de disección fluvial, al encajarse los torrentes en los depósitos de piedemonte.

Sólo, de manera inferida, se puede hacer la siguiente consideración: la formación de los glacis y los fenómenos en ella involucrados son típicos de zonas áridas o semiáridas, pues requieren para su desarrollo, cuando menos, de la ausencia de vegetación arbórea, o provista de una escasa cubierta vegetal de matorral, muy abierta, que no impida la acción aerolar de los procesos en la superficie del glacis. Por tanto, se deduce la existencia de climas secos, con las fases de desarrollo acumulativo de los glacis y la incisión de torrentes sobre la superficie de los glacis, con etapas de mayor humedad del clima. Tales modificaciones seguramente se relacionan con los diversos avances y retrocesos que tiene el ritmo de la última glaciación, que dejan en el relieve las huellas heredadas de su condición climática. Sin embargo, se frustra en parte cualquier intento de reconstrucción morfoclimática, al tener lugar una importante secuencia volcánica acumulativa posterior que dificulta la interpretación de cortes en un material volcanoclástico que sepulta a la estructura y que tiene como sello distintivo el escaso retrabajo de los sedimentos volcanoclásticos que poco indican de los procesos subaéreos involucrados.

No se descarta el factor tectonovolcánico como probable causa indirecta de la

disección, debido a cambios del nivel de base.

Los lineamientos más recientes E-W, provocan el desagüe de las cuencas lacustres por dislocación, afectando la disposición de la red hidrográfica una vez que se trasladan los niveles de base lacustre hacia posiciones más alejadas. Por tanto, el factor endógeno se manifiesta directamente relacionado con el carácter de la disección del relieve.

Como quiera que haya sido, la disección tiene lugar en las rampas del piedemonte y, como se ha repetido, la morfología de la disección es asimétrica, aun conservando este sello distintivo los valles, y particularmente las laderas, guardan una expresión o característica propias en la morfología; es, por ejemplo, el caso de aquellos valles en los cuales sobre la vertiente más corta y abrupta se presenta una clara ruptura de pendiente, formando un borde o nivel de incisión que representa dos fases distintas y bien definidas de disección.

Analizando este elemento del relieve, observado en corte transversal, desde la ribera alta hasta la ruptura de pendiente, sobre el lecho de los valles muestra una gran amplitud horizontal si se compara con el valor de la profundidad de disección en ese punto de la ruptura de pendiente. Semejante característica puede indicar, desde el punto de vista climático e hidrológico, un cambio muy paulatino o de escaso valor, pues los escurrimientos sólo pudieron excavar la rampa en forma muy somera, de unos 10 metros, aunque en ocasiones llegó a alcanzar los 30 metros.

Desde el punto de vista tectónico significaría un ascenso del bloque montañoso o el descenso del nivel de base, por medio de movimientos con desplazamientos muy cortos y relativamente lentos.

Sumamente interesante es hacer notar que hasta el momento en que la incisión de las corrientes llega al punto o límite de la ruptura de pendiente, la disección muestra, en perfil transversal, una forma de "v" muy abierta, sin presentar todavía el carácter asimétrico; por tanto, hasta esta etapa, la disección del relieve presenta un desarrollo normal de simetría.

El nivel de incisión en sí constituye un valioso elemento de análisis morfológico que se puede seguir a lo largo de la ladera más pronunciada y corta que se localiza sobre los flancos de los interfluvios más anchos y bajos en la porción terminal de los glacia.

A partir del peldaño del nivel de incisión, y en sentido vertical hasta el talweg de estos cursos, se incrementa de manera inusitada el valor de la pendiente, pasando de  $11^\circ$  a  $15^\circ$  en promedio.

El corte escalonado de la disección permite considerar una alternativa de dos fases regionales de disección. El corte erosivo más reciente, o sea el más profundo, se descifra como el inicio súbito del incremento de la velocidad o poder erosivo, debido seguramente a bruscos cambios del nivel base, ya que un cambio climático difícilmente se expresa con un cambio brusco o repentino.

Varias son las evidencias que permiten suponer un desarrollo morfotectónico que dé lugar a una renovada incisión de los torrentes del piedemonte.

En primer lugar, hay pruebas irrefutables y claramente evidentes de que durante la penúltima fase volcánica hay notables cambios en los niveles de base, y,

con ello, se transtorna el drenaje.

En segundo lugar, hay pruebas fehacientes de un tectonismo reciente sobre la estructura de las sierras volcánicas de Monte Alto y de Monte Bajo. Una de ellas es la estructura escalonada de montañas bloques levantados a diferentes alturas, como reflejo de la distinta intensidad de los movimientos tectónicos que de manera sobrada rebasaron las velocidades críticas de erosión provocando, por tal motivo, un fenómeno de retardo general de los procesos exógenos niveladores (Kostenko, 1975, p. 18). A causa de este fenómeno se forma una isla o porción de aislamiento poco vulnerable a los procesos denudatorio-erosivos que corresponden a los bloques más altos e internos de la cadena montañosa volcánica de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo. Esta zona queda suspendida en el relieve hasta una altitud aproximada de 2 900 m, altura a partir de la cual se presenta una brusca ruptura de pendiente que se expresa por un amplio y largo escarpe mixto, tectónico denudatorio, que circunda a manera de escudo, limitando aparentemente el avance erosivo y remontante de la acción del escurrimiento. Cabe mencionar que dicho escarpe constituye el salto de cabecera de todas las corrientes y, por tanto, su comportamiento llega a ser inestable.

Las características mencionadas se apegan, en ambos casos, al factor endógeno a partir del cual, probablemente, se genera la segunda fase de disección del relieve.

Retomando el análisis que se hace de la morfología de valles en sentido transversal, por las características geométricas, se observa una clara diferenciación entre las vertientes de los valles las cuales, sin lugar a dudas, siguieron líneas de evolución distintas.

Las laderas que contienen adosadas la ruptura de pendiente, muestran todavía el relicto o huella de encajamiento de la primera fase de disección; por lo mismo, corresponden a laderas estables que no estuvieron sujetas a un retroceso lateral acelerado, a pesar de que la expresión actual del relieve muestra aparentemente lo contrario, pues son laderas con un declive más pronunciado, de geometría recta o cóncava y, por ende, laderas recolectoras de escurrimiento lineal en las que se muestra con mayor claridad una definición de la disección en el trazo de cauces, creando, en esta forma, una imagen falsa de mayor dinamismo.

En contraposición, se tienen enfrentadas las vertientes que por su expresión morfológica muestran una relativa quietud en su dinámica geomorfológica, toda vez que se expresan en el relieve con una suave geometría convexa, de escaso gradiente, del orden del dieciséis por ciento. Sin embargo, es aquí en donde la erosión ha hecho estragos, borrando cualquier vestigio antecedente; mediante el retroceso acelerado de este tipo de laderas, la actividad morfogénica de un solo lado o flanco de los valles da definitivamente la característica de asimetría.

El factor estático de una ladera con respecto al factor dinámico de la contravertiente en cada uno de los valles es, en definitiva, lo que da lugar al carácter asimétrico.

En resumen, el desfaseamiento entre estos dos elementos del relieve se visualiza en la figura 4.

Cabe aclarar que las rupturas de pendiente se observan sólo en aquellas vertientes del valle en que el corte erosivo de la disección normalmente no sobrepasa

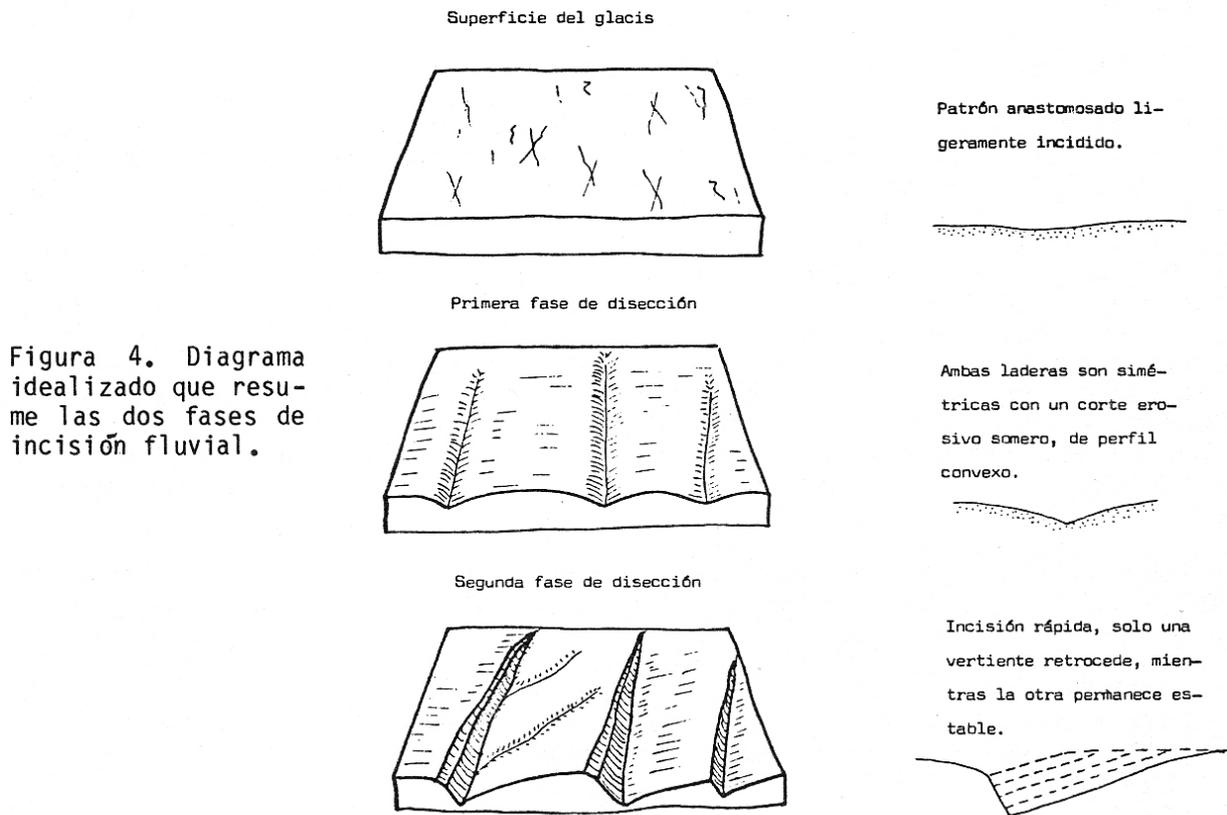


Figura 4. Diagrama idealizado que resume las dos fases de incisión fluvial.

los 50 metros. A mayor profundidad del corte erosivo se pierde el pequeño peldaño de la terraza erosiva, como resultado del trabajo erosivo o denudatorio, una vez que la ladera gana mayor declive y amplitud vertical por erosión lineal.

Como se ha demostrado, la interpretación de la sección transversal de la disección fluvial brinda valiosa información en cuanto a la reconstrucción de la evolución del corte erosivo. Sin embargo, es indispensable que el análisis de la red hidrográfica se lleve a cabo tanto en planta como en perfil longitudinal, ya que el conocimiento de ambos permite entender el desarrollo y el proceso de disección del relieve a través de la organización del drenaje. Este, a su vez, se relaciona o está en función de la litología, disposición estructural de las rocas, de la topografía expresada por la pendiente, de la morfología manifestada por su geometría, del clima y de la edad del relieve, o, simplemente, con la zonificación de los distintos grados de intensidad de la erosión lineal. Mediante todo este haz de relaciones se intenta explicar o apoyar la búsqueda de las fases de la formación y evolución de la red fluvial en relación con el proceso de disección asimétrica de los valles.

Dentro de la heterogeneidad actual de texturas y de composición de los depósitos, éstos se agrupan formando el paquete de sedimentos de piedemonte constituidos esencialmente de productos volcanoclásticos que, en parte, ya han sido retrabajados por el escurrimiento sobre el declive de la rampa de piedemonte. Por tanto, el drenaje está íntimamente ligado a la génesis y evolución de piedemonte.

#### SINTESIS EVOLUTIVA DEL PIEDEMORTE

Al pie de los cuatro flancos de la cadena montañosa en cuestión se desarrollaron amplios abanicos aluviales que se unieron en el transcurso de la coalescencia, interdigitándose las márgenes de los conos migratorios hasta formar una amplia franja de depósitos de piedemonte. A medida que los conos crecían por acumulación, la superficie de los abanicos se elevaba progresivamente, hasta obliterar parcialmente el desagüe proveniente de las porciones altas de las montañas; en este momento, los escurrimientos se desplazan hacia las márgenes de los conos, donde existe una mayor pendiente, o sea hacia aquellas márgenes o flancos que se disponen en la dirección de las planicies de nivel de base (figura 5).

El descenso de los escurrimientos por la rampa del piedemonte se verifica flanqueando el depósito proluvial de los abanicos, concentrando su escurrimiento en el estrecho corredor que se forma entre los conos (figura 5).

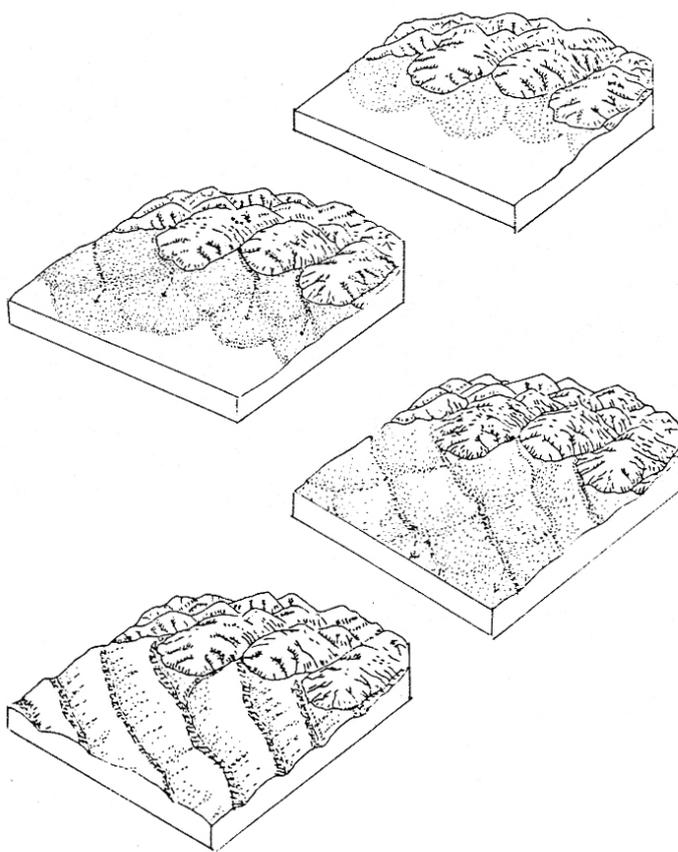


Figura 5. En perspectiva, se muestra hipotéticamente el desarrollo evolutivo del piedemonte, a través del crecimiento por relleno acumulativo proluvial y la disección posterior, la cual se dispone con una trayectoria de dirección diagonal siguiendo el nivel base de la llanura lacustre.

Cuesta abajo se forman nuevos abanicos al proseguir depositándose la carga de los escurrimientos durante el transcurso de la fase de crecimiento o expansión acumulativa del glacis, sin excluir, al mismo tiempo, el proceso acumulativo de piroclastos, cenizas, tobas y brechas volcánicas, depósito que no se interpone al desarrollo anteriormente descrito.

Para el análisis que permitió reconstruir la organización del drenaje de piedemonte, se partió de las características particulares de su diseño.

El patrón o arreglo de avenamiento no se ha observado en ninguno de los manuales de fotointerpretación consultados, ni en libros de geología o geomorfología, por lo que se supone ésta es la primera descripción e interpretación que se hace al respecto.

A primera vista, el modelo se expresa como un patrón dendrítico sin más, pero cuyo ramaje o avenamiento se inicia en un punto o estrecho que se desprende en forma de copa invertida; laderas abajo se ensancha siguiendo la configuración periférica de un ovoide, o en forma de huevo, para terminar o desembocar en la porción terminal achatada del oviforme, en una o dos corrientes troncales. La fisonomía del modelo es muy semejante a la arbórea de la conífera conocida como tulla (figura 6).

Figura 6. Configuración típica de la red fluvial de una cuenca del piedemonte y, en detalle, a mayor escala, el arreglo de los ángulos de confluencia y la homogeneidad del patrón visto en partes o totalmente.



Son varias las características particulares del aparente patrón dendrítico que imprimen un sello distintivo a la configuración, entre las cuales sobresalen las siguientes:

La corriente principal inicia el avenamiento de canales sobre una entrante o golfo dispuesto en el contacto o muy cerca de él, entre las laderas de montaña y la superficie de glacis relicto y disecado. La corriente troncal corre hacia uno de

los flancos de la cuenca de recepción y cuenca abajo se agregan tributarios, más frecuentes a lo largo de su recorrido medio, para volver a disminuir al concentrarse el escurrimiento en las corrientes troncales de orden 3 y 4, principalmente, o mayor.

La diferencia entre el modelo descrito y el dendrítico clásico estriba en que la zonificación de la densidad de cauces y la disposición de ellos en el arreglo es distinta; en el patrón dendrítico clásico la mayor densidad o frecuencia de canales normalmente se ubica en la porción superior o cabecera de la cuenca de recepción, mientras que en el patrón que se describe, la disposición arbórea del ramaje se invierte al zonificarse en los tres sectores, ya descritos, de arriba abajo.

La otra característica distintiva es que el patrón de drenaje se circunscribe a la superficie que adopta la forma ovoide o lobulada. La red fluvial está enmarcada por las corrientes principales que se encuentran circundando a la porción central o media del avenamiento fluvial, ya que tiende a disponerse hacia la periferia del lóbulo envolviéndolo. Este arreglo y los ya mencionados se ajustan muy bien al modelado de conos o abanicos aluviales, pues, una vez disecados, las corrientes adquieren la configuración de un trazo lobulado, porque la cabecera de la red fluvial, a partir de un punto o estrecho, se relaciona con un cono aluvial en tanto que coincide con el ápice o nick point de la entrante montañosa.

El trazo lobulado se proyecta rodeando la porción central mediante la trayectoria arqueada de las corrientes principales que circundan la cuenca de recepción ovoidal, de tal manera que los extremos del lóbulo corresponden al nacimiento como a la desembocadura del drenaje, figura 6.

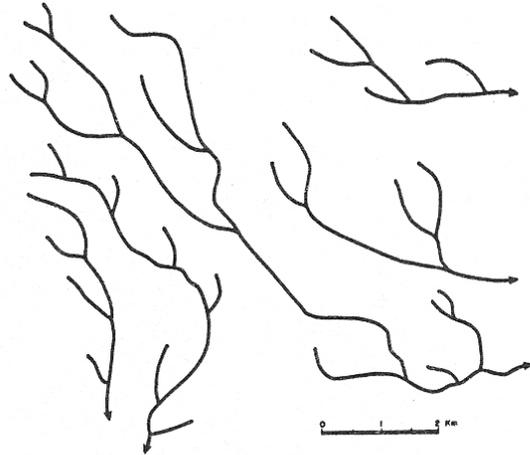
La forma del diseño de avenamiento en abanicos o conos aluviales es la ovoide. La trayectoria arqueada de los cursos, en parte puede ser explicada al franquear las corrientes el borde de los abanicos, desde su ápice hasta la desembocadura. A su vez, se entiende por qué la porción central del patrón queda envuelta entre dos corrientes troncales arqueadas.

En el diseño del drenaje en estudio existe un alto grado de uniformidad del patrón, que se traduce como un modelo de drenaje bastante uniforme, independientemente de si es examinado en partes o totalmente.

El grado de uniformidad es indicador de la homogeneidad el tipo de material, de la pendiente y -lo más importante para nuestro cometido- la uniformidad del desarrollo evolutivo de la erosión lineal, su diferenciación espacial, se presenta cuando pierde el sello distintivo de uniformidad y pasa con otro carácter o modalidad a una distribución diferente indicativa de una evolución distinta del sistema de erosión lineal.

Retomando las modalidades del patrón en cuestión, tal como se muestra en la configuración del drenaje de la figura 7, se observa un ritmo o frecuencia continua del trazo, en los cursos troncales y sus tributarios, que indican un claro sentido de orientación preferencial en el arreglo de los ángulos de confluencia. Se nota un grado de control dominante en toda la extensión del patrón. La configuración que adquieren los ángulos de confluencia entre tributarios y las corrientes principales se repite de manera común a lo largo de toda la red de drenaje. Pero, más que el ángulo de confluencia, lo que salta a la vista es la configuración de la trayectoria arqueada entre los mismos tributarios y las corrientes troncales; un ejemplo de ello se observa en la figura 7.

Figura 7. Detalle de la red de drenaje para diferentes corrientes troncales que reconocen hacia dos niveles de base distintos, sin perder la trayectoria arqueada del avenamiento. Zona de San Francisco Magu, en la región de Villa del Carbón, Edo. de México.



Sin importar los otros factores, cualesquiera que sean, por ejemplo, la altitud, el declive, geometría de vertientes, la densidad de disección, longitud de canales, etc., el patrón conserva el esquema de cursos arqueados, pero en numerosas ocasiones muestran anomalías en el trazado, toda vez que los tributarios pierden la típica agudeza de los ángulos de confluencia, para remplazarse por ángulos rectos o de confluencia perpendicular; incluso los cursos presentan cambios inusitados de rumbo en el sentido de la contrapendiente general, (figura 8).

Figura 8. Avenamiento de la zona de piedemonte correspondiente al nivel base de Taxhimay, estado de México. Esquema de la disposición del patrón de drenaje. Se muestra el cambio abrupto de rumbo, y para las corrientes numeradas 1, 2 y 3, se observa la intersección entre canales casi perpendicular o en ángulo recto o mayor.



Otra de las particularidades del patrón en cuestión es aquella que se verifica pendiente abajo, en las intersecciones o confluencia, a través de una secuencia

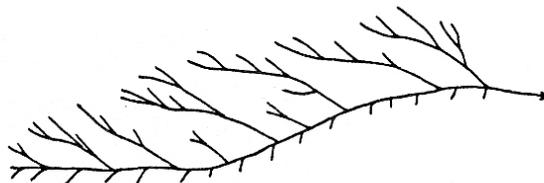
escalonada, siguiendo una dirección diagonal con respecto al plano de la rampa disecada de piedemonte (figura 8: 1, 2, 3), orientándose en la misma dirección hacia el nivel base.

Las corrientes, en este caso, sólo alargan sus cursos, pues las corrientes de las cabeceras han sido capturadas por los canales de dirección diagonal; otra característica la constituyen los ángulos de confluencia que se agudizan y se establecen en una cuenca de recepción estrecha y alargada.

En cuanto a los patrones complejos, es decir, los que presentan cambios bruscos y la secuencia de confluencias escalonadas de los canales en dirección diagonal, se describen y se explican de la manera siguiente: el cambio repentino de curso tiene lugar una vez que los cursos altos tienen una dirección definida, siguiendo el sentido de la pendiente general del glacis disecado; su ocurrencia no es exclusiva de la dislocación tectónica, por el contrario, tiene lugar en forma sistemática. El abrupto cambio de curso se verifica cuando las corrientes se orientan en dirección del nivel base.

La influencia de la orientación es notable a nivel de toda la red hidrográfica, incluso muestra una asimetría de la orientación del patrón, sobre todo para cauces de primer y segundo orden a nivel de valle, y entre ellos. Es decir, la mayoría de los afluentes proviene de las vertientes orientadas hacia el nivel base y drenan o erosionan las vertientes dispuestas así, en sentido diagonal; mientras que en las contravertientes los canales siguen la pendiente, la cual, por ser corta y pronunciada, forma afluentes que confluyen perpendicularmente a la corriente troncal (Figura 9).

Figura 9. Configuración asimétrica del drenaje en las vertientes.



Cabe hacer notar que la tendencia en la dirección del drenaje y la orientación de los tributarios es absoluta y sistemática.

Es compleja la interpretación de las inflexiones anómalas de los cursos; sin embargo, es posible observar que en cada cambio súbito de ellos se reconoce otro valle, un poco más abajo; éste, a su vez, al cambiar de curso reconoce en otro valle más bajo y, así, se encadenan los tributarios en forma sucesiva, hasta el nivel base.

El truncamiento de la dirección tanto de los cursos como el de los valles y las inflexiones extremas de trayectoria, incluso en dirección de la contrapendiente, se manifiesta claramente como codos de captura.

El análisis así detallado demuestra que la organización del drenaje es el resultado del proceso de captura fluvial; las pruebas son evidentes y abundantes, entre ellas están las siguientes:

- La configuración del drenaje refleja las corrientes que han sido capturadas, al formar ángulos de confluencia rectos, en relación con la corriente captora, o, bien, son obtusos, guardando una disposición inversa, siguiendo aparentemente la dirección de ladera arriba, en vez de hacerlo cuesta abajo (figura 8 de las corrientes numeradas 1, 2 y 3).

- La presencia de collados o puertos a nivel de cimas interfluviales en las lomas disecadas del glacis y su disposición alineada cuesta abajo del sector de captura.

- Depósitos de cantos rodados y gravas, a nivel de cimas formando paleocanales (figuras 10 y 11).



Figura 10. Gravas y cantos rodados dispuestos sobre la la cima de un puerto, en contacto discordante con el lahar alterado.

Todas estas características constituyen las pruebas fehacientes de la captura fluvial del drenaje.

La explicación del fenómeno de captura se argumenta en los cambios en los niveles base, exclusivamente, toda vez que se ha descartado el basculamiento. El elemento básico de análisis que permite pensar en las modificaciones de la posición de los niveles de base es, precisamente, la interpretación paleogeográfica del drenaje.

Si se siguen los rastros de paleocanales, collados y depósitos de gravas alineadas cuesta abajo del glacis, se observa que los cursos conservan aproximadamente una disposición ortogonal ajustada a una rampa con pendiente unidireccional. Sin embargo, la disposición actual del drenaje marca una clara tendencia de dirección

diagonal que no coincide con el sentido de la pendiente de la explanada o rampa de piedemonte.

La red entrecruzada de corrientes y paleocanales indica claramente un cambio de la disposición de los niveles base.

Es extraordinaria la semejanza entre el drenaje real y el desarrollo del modelo hipotético. Basta comparar las figuras 12 y 7 y observar detenidamente las cartas topográficas del área en estudio, a escala 1: 50 000, hechas por INEGI.

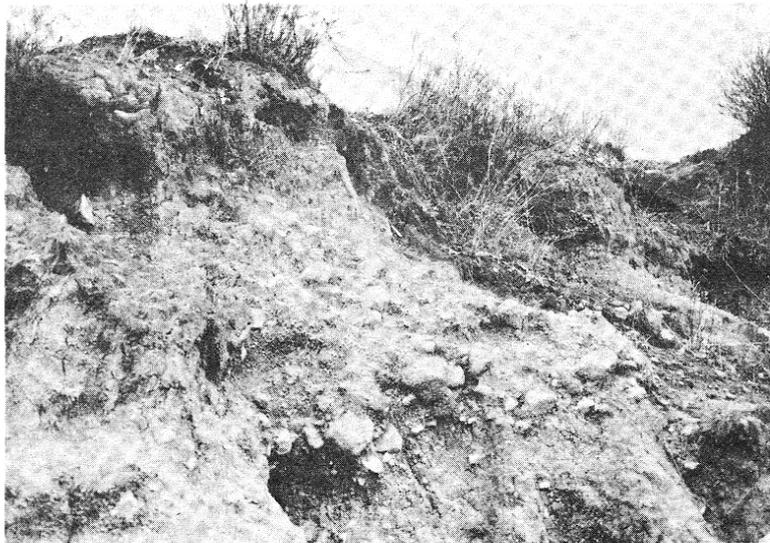
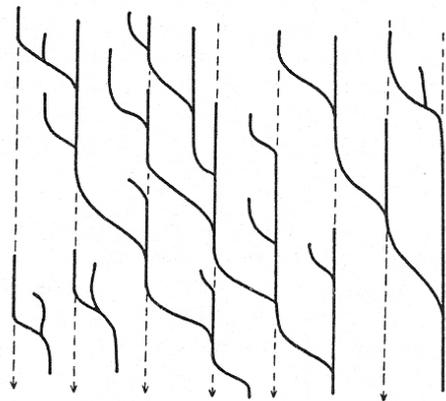


Figura 11. Otro aspecto de los afloramientos aluviales dispuestos en el paleocanal de un puerto o abra.

Figura 12. Esquema simplificado e idealizado de la configuración del drenaje, y la evolución de su trayectoria en función de un sistema de capturas con el patrón real esquematizado en las figuras 2 y 8.



Por otra parte, dentro de la perspectiva del análisis de la red fluvial en sentido vertical, según el corte erosivo de las corrientes, la erosión lineal será de distinta magnitud. En el corte de captura, el gradiente del perfil longitudinal será mayor que el de la corriente capturada que ha permanecido durante más tiempo suavizando el perfil longitudinal (figuras 13 y 14). Aunque esta aseveración es una razón relativa, pues en la medida que las corrientes reconocen la ladera de mayor declive, más rápidamente tienden a regular el perfil longitudinal.

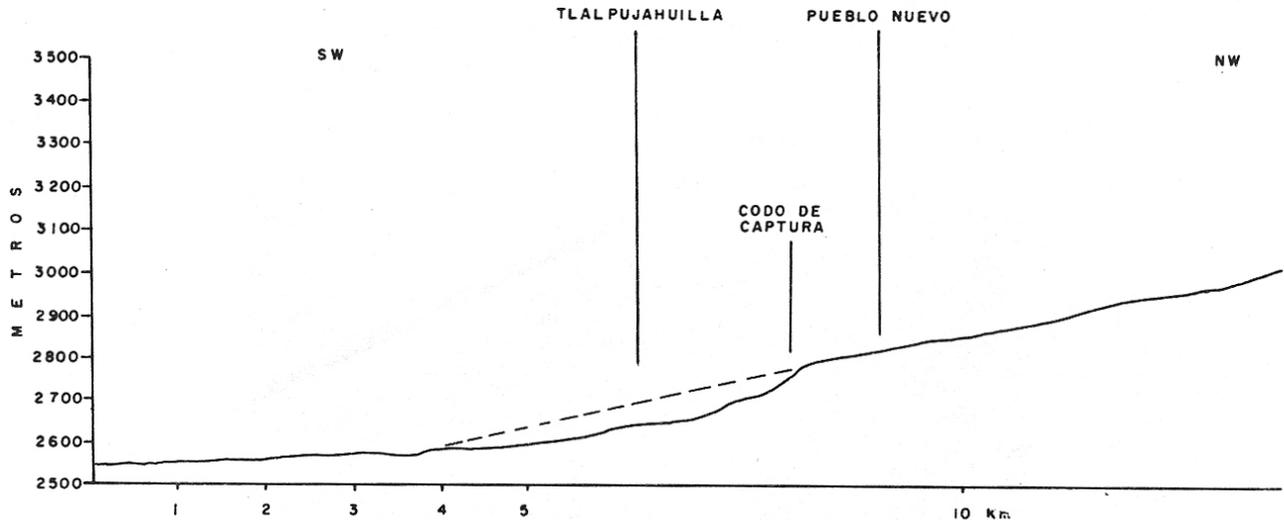


Figura 13. Ejemplo del cambio de gradiente por captura fluvial reciente en la rampa de piedemonte, que actualmente reconoce hacia la llanura de nivel base de Ixtlahuaca. Obsérvese el brusco cambio de rumbo a partir del corte de captura.

La disparidad de gradientes entre el sector de captura y de la corriente capturada indicará en qué medida relativa de tiempo se efectuó el fenómeno de captación; si es muy reciente la captura, los gradientes serán semejantes o un poco menos pronunciados hacia el declive de las vertientes. Si es muy antigua la captura, los valores de los gradientes del tramo capturado y el de captura serán parecidos o casi iguales.

Este índice geomorfológico es muy valioso si lo relacionamos con la edad relativa de las modificaciones de la red fluvial. De esta manera, encontramos una relación directa entre los gradientes de perfiles y los ángulos de confluencia. Cuando las corrientes capturadas confluyen en ángulo agudo, el gradiente seguramente será semejante al de la corriente captora, si el ángulo de confluencia forma el típico codo de captura, o en ángulo recto, entonces la magnitud en el gradiente de la corriente captora será ampliamente mayor que la corriente capturada. (Figuras 14 y 15).

El análisis numérico de la relación de gradientes y ángulos de confluencia, tomados al azar y medidos en los segmentos de canal comprendidos en los tramos correspondientes a los codos de captura, así como los gradientes de ladera adyacentes de los ríos capturados se encuentran en relación casi de igualdad. El valor medio para los cortes de captura es de 5.1 por ciento, y para los cursos que fueron capturados el valor es de 4.9 por ciento de declive medio. Se estima, entonces, que la captura fluvial es ya relativamente antigua, pues entre uno y otro valor no hay disparidad. Aunque conviene recordar que los datos consignados resultan de medias obte-

erosivo, y es en este mismo sentido que se da la explicación de la asimetría de los valles.

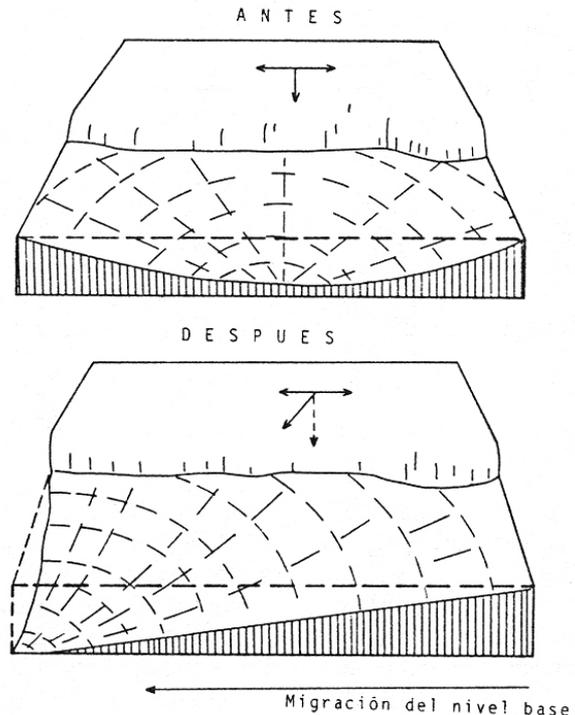
Cuando los niveles de base cambian o migran lateralmente, ya sea en forma rápida o por medio de un hundimiento paulatino en las vastas extensiones de las llanuras de nivel de base, la reacción de los escurrimientos en los glaciares es instantánea, las corrientes tienden a adaptarse y tratan de alcanzar un nuevo perfil que se aproxime al equilibrio. En la búsqueda de nuevos caminos, cortan y atraviesan sus propios sedimentos proluviales siguiendo la distancia más corta; las rutas más fáciles que los llevan a los nuevos niveles de base.

Al acontecer el desplazamiento de los niveles de base, la rampa de piedemonte original es abandonada o, mejor dicho, deja de funcionar la pendiente original la cual pasa a constituir la pendiente aparente, mientras que el declive real o verdadero se identifica con el declive de rampa más pronunciado, sobre el cual, entonces, reconocen los escurrimientos que se disponen en dirección diagonal (figura 16).

La migración de los niveles de base estacionarios o transicionales forman, en sí, el mecanismo generador de la asimetría de los valles o interfluvios, sin que por ello, necesariamente, la estructura de piedemonte se encadene a un movimiento tectónico de basculamiento o de levantamiento.

De esta manera, la explicación del problema central de la investigación queda debidamente examinado mediante el análisis de la red de drenaje, al quedar claramente comprendidas las bases en las que se sustenta el fenómeno de asimetría, como la interpretación y relación que se hizo de la red fluvial y el descubrimiento de los trazos paleogeográficos de antiguos paleocauces a nivel de cimas interfluviales.

Figura 16. Vista de frente y en primer plano la planicie de nivel base lacustre, en seguida en la porción superior el glacis o rampa, mostrando simbólicamente el rumbo y el declive. Abajo el mismo caso, pero cuando ya ocurre el hundimiento diferencial del nivel de base. Se advierten entonces dos sentidos en el declive de la rampa: el declive aparente y el real, este último con la pendiente más acentuada en dirección del nuevo nivel de base.



Por último, queda por descifrar la asimetría de valles que cortan a la roca firme a altitudes mayores que no pertenecen al piedemonte, pero que son adyacentes a una rampa.

No se encuentra otra explicación que no sea la sobreposición de la red fluvial en el basamento volcánico discordante, siguiendo el proceso de asimetría semejante al descrito.

Una vez que en la porción superior del piedemonte se ha erosionado la cubierta volcanoclástica y sedimentaria, o cuando las corrientes al profundizar encuentran la roca firme del basamento, los ríos continúan elaborando los valles disimétricos a través de estas rocas. Sin embargo, la resistencia de la roca volcánica firme a la erosión es más evidente, por tanto, los valores de asimetría son poco significativos y su reflejo en la morfología de los valles es difícil de percibir a primera vista.

### MORFODINAMICA DE LOS VALLES ASIMETRICOS

A partir del momento en que se lleva a cabo la segunda fase de disección, las corrientes de las rampas inciden en su corte erosivo lineal, desencadenando una actividad fluvial erosiva inusitada; se forma una intrincada red o malla de barrancos caracterizados por la combinación de una margen activa, y otra, la margen opuesta de contravertiente, caracterizada por una estabilidad relativa, al menos en sentido lateral, pues persiste el corte en sentido vertical.

De esta manera, los procesos subaéreos propios de la condición de glacis se pierden cuando la arroyada es sustituida con la incisión de los torrentes. Este cambio marca el fin de la fase de expansión de los glacis, ya que desde entonces se instauran condiciones naturales que tienden a la estabilidad morfodinámica mediante una fitostasia que tiene lugar con el establecimiento de una nueva condición climática, de tipo templado y húmeda, que propicia y mantiene una cobertura forestal de pino y encino principalmente, la cual cuenta con un importante estrato de sotobosque situado altitudinalmente entre 2 250 y 2 800 msnm. Excepto en los sitios más bajos retirados del piedemonte, que se sitúan a sotavento, al lado de elementos orográficos que flanquean la porción terminal del piedemonte (Sierra de Las Masas, Tepozotlán y Sierra de La Cruz), la mencionada condición de fitoestabilidad no existe porque la zona está situada atrás y abajo de las barreras montañosas resguardadas de los vientos húmedos.

Para el resto del piedemonte el tapete vegetal protege a las vertientes de los mecanismos de erosión. La fitoestabilidad favorece una activa pedogénesis (Tricart, 1982), por eso, se torna muy lenta la dinámica morfogénica, salvo de modo localizado como el caso de los cauces cuando tiene lugar el corte erosivo en sentido vertical y lineal a lo largo de estrechos cursos.

Actualmente, sin embargo, al confrontar y comparar los mecanismos de acción de los procesos con la expresión actual del relieve, se ve que no concuerdan o se relacionan con el ámbito de un medio estable; ahora sobre el piedemonte contrastan áreas de alta inestabilidad, por tanto, no hay correspondencia entre dicha estabilidad y los procesos dinámicos vigentes. Por consiguiente, debemos pensar que el relieve de hoy día tuvo que pasar, en un período anterior, por la herencia de un sistema natural caracterizado, obviamente, por condiciones estables.

Al adoptar esta concepción del relieve en relación con las herencias debe

quedar muy claro que el cambio de una fase estable a una inestable no repercute o altera en forma notable el carácter del proceso de disección asimétrica que se viene realizando desde mucho antes desde el momento en que los torrentes se encajan sobre la explanada de los glaciares. La nueva condición de inestabilidad no interviene en las características de la disección disimétrica, ya que tal corte erosivo es de origen exclusivamente endógeno, siendo la referida inestabilidad de naturaleza climática y, por tanto, no crea ninguna interferencia en los mecanismos de la erosión lineal, ya que éstos son de condición azonal: prueba de ello es la propia asimetría de los valles o ríos de todos los órdenes, ya que el fenómeno tiene lugar a nivel de todas las corrientes, no importando la profundidad del corte erosivo, la posición altitudinal del valle o de cierto sector del mismo, ni la magnitud de las dimensiones espaciales del corte de la disección. El fenómeno de disimetría, entonces, tiene lugar desde corrientes con canales elementales de orden primario, con longitudes de decenas de metros, hasta valles de varias decenas de kilómetros, sin importar la edad de los valles, pues en el desarrollo evolutivo del relieve fluvial erosivo la disección disimétrica se lleva a cabo desde relieves extremadamente jóvenes, como cárcavas y barrancas, hasta el más evolucionado de valles sobre los que se perpetúa la disección desigual de las vertientes.

Con base en el marco conceptual de estabilidad e inestabilidad, y su vínculo morfodinámico, es posible describir algunas de las características geomorfológicas que acompañan al sistema de erosión de los piedemontes en cuestión.

Seguramente la fase de estabilidad que dominaba en el sistema piemontano se interrumpe, por tanto, el funcionamiento del sistema se reemplaza como consecuencia de una ruptura en el estado de equilibrio del sistema; por eso, ahora la dirección evolutiva del piedemonte se dirige hacia una renovada fase de inestabilidad. Sin embargo, se desconoce en qué momento ocurre el cambio entre estas dos fases, ni cuál es el origen de la fragilidad del sistema o el punto o sector de mayor susceptibilidad a la degradación que desencadenó la modificación hacia un estado que tiende claramente a la inestabilidad, y, mucho menos aún, se conoce la causa exacta y el grado o magnitud de la perturbación.

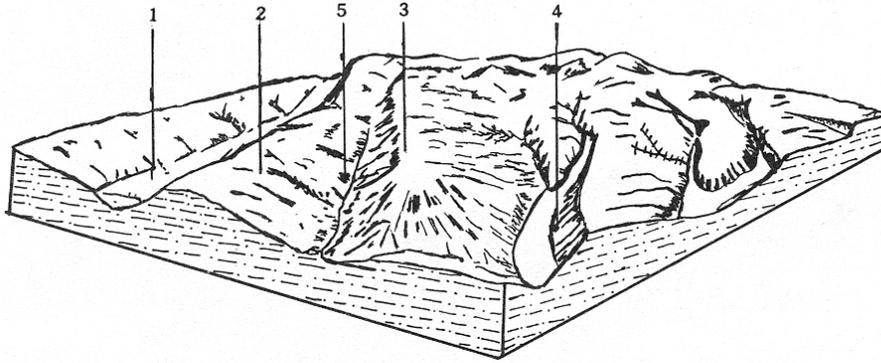
Considerando las características de las propiedades del sistema, se muestra la dualidad existente (estabilidad e inestabilidad) dentro del mismo cuerpo del subsistema de valles vertientes; un aspecto corresponde a las laderas, producto de la herencia de un relieve del sistema antecedente que, por sus características naturales o geomorfológicas constituyen un conjunto autorregulador que ha amortiguado las fluctuaciones en las variables condicionantes, dada la capacidad de absorción y flexibilidad de los factores estáticos o indirectos (suelo, comunidades vegetales, resistencia del material, declive, etc.) del relieve y, de manera muy particular, de la morfología y cobertura vegetal de las laderas de geometría cóncava (ver figuras 17, 18 y 19).

Las laderas convexas se identifican como aquellas en las que la noción de equilibrio dinámico se ha roto, toda vez que la entrada y la exportación de materia y energía no son iguales. La materia y energía fluyen fuera del sistema vertiente, de manera intermitente, sobrepasando el límite crítico de la capacidad de absorción; tal desequilibrio propicia continuos cambios y reajustes que se plasman en las laderas mediante el dominio de los mecanismos de erosión o excavación y transporte de detritos que son fácilmente perceptibles en el modelado.

Mediante continuos reajustes, el sistema terrestre trata de encontrar un renovado estado de equilibrio. En esa fase transitoria de readaptación se modifica

sensiblemente la morfología del relieve, ya sea dimensionalmente o por el arreglo de la organización interna que responde al funcionamiento de las características y fluctuaciones que controlan el ámbito del sistema terrestre referido.

SISTEMA DE UNIDADES GEOMORFICAS



Unidades	1	2	3	4	5
Morfología	llanura fluvial acumulativa	laderas convexas	nivel de cimas	laderas concavas	relieve erosivo (cauce)
Litología	aluvión	tobas, pómez, fanglomerados	como en 2	como en 2	localmente aluvión
Vegetación	bosque en galería, sauce, fresno	matorral pastizal	pastizal matorral	arborea de encinos	localmente, riparia
Procesos dominantes	sujeta ocasionalmente a inundaciones	eskorriencia desordenada, con requeros, erosión en surcos, cárcavas, abarrancamientos, su fosi6n	como en 2 degradaci6n antropica	localmente remoci6n en masa, asentamientos de tierra	incisi6n vertical, choque hidr6ulico, corrosi6n
Modelo del perfil transversal interfluvial					

Figura 17. Representaci6n diagramática de las unidades geomórficas del paisaje de la zona en estudio.

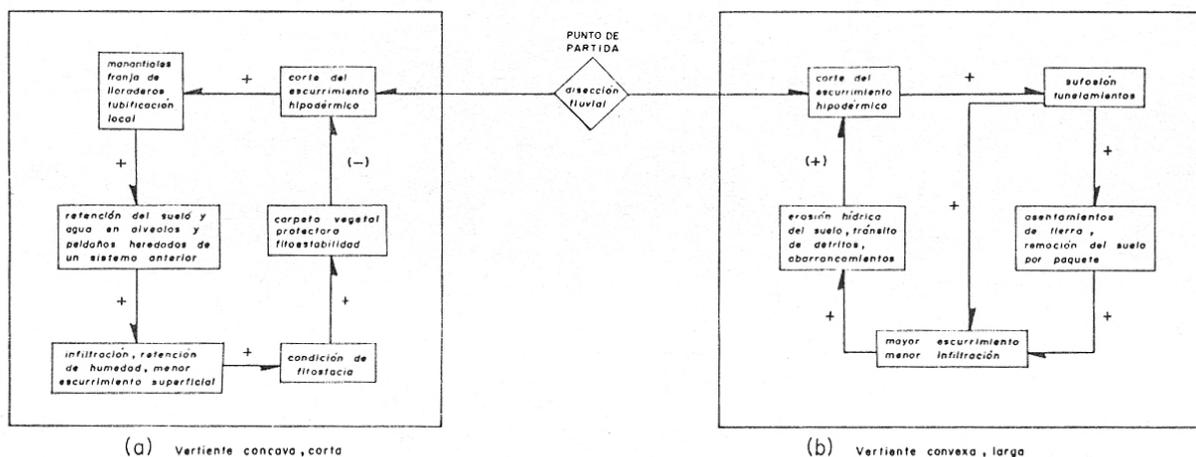


Figura 18. Funcionamiento morfológico de los subsistemas de vertientes que se conjugan en un sistema fluvial de valles de morfología asimétrica.

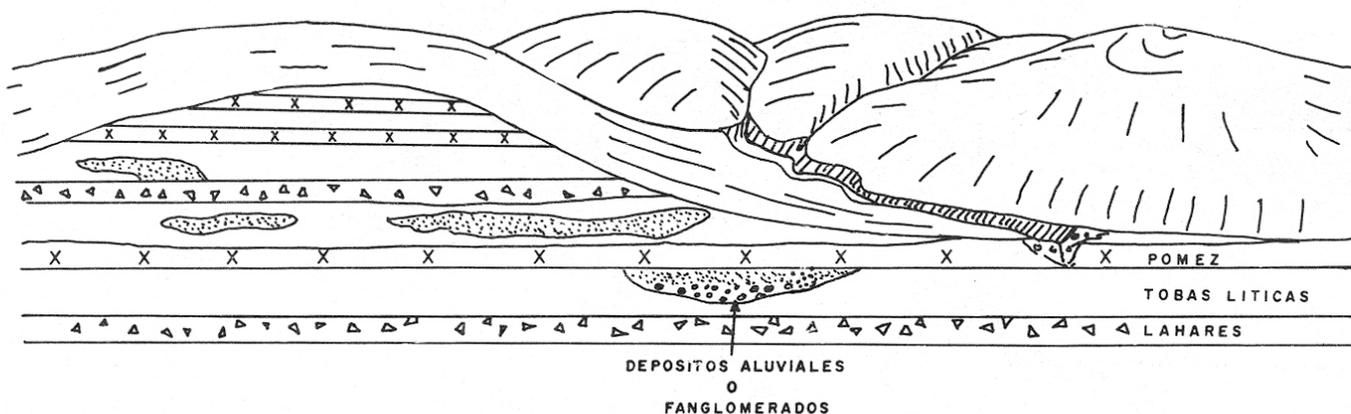


Figura 19. Esquema idealizado de la geología de piedemonte de la zona de estudio.

Lo particularmente extraordinario de esta problemática es el hecho de que dentro del conjunto mayor del sistema, primeramente a nivel valle, se asocian dos subsistemas, a escala de vertientes, en los que se combinan dos propiedades antagónicas: estabilidad-inestabilidad. Tanto la zona inestable como la estable dan lugar al sistema fluvial de valles que se conjugan formando un conjunto aun mayor, que es el sistema piemontano, cuya complejidad, tanto estructural como funcional, difícilmente se llega a comprender a todos sus niveles.

Así se identifican, primeramente, dos circuitos de retroalimentación: uno negativo y otro positivo; ambos a escala de subsistemas y nivel de laderas.

La dinámica geomorfológica está íntimamente ligada al flujo de agua subterránea que estará guiada por el grado de permeabilidad y disposición del sustrato. La geología en cuestión, en gran parte corresponde a la formación Tarango, que generalmente está catalogada como de baja permeabilidad, constituida por resistentes cortezas de intemperismo originadas a partir de material volcánico (brechas, lahares, tobas) que han sido alteradas hasta arcillas, reduciendo grandemente la permeabilidad. Sin embargo, la formación presenta un depósito de disposición y estratos arenosos, con una permeabilidad mucho mayor que, según Sañz Ortiz (1963), es del orden de  $10^{-2}$  cm/seg.

En la disposición tabular y alternante de estratos escasamente permeables con otros de mayor permeabilidad, así como en el contacto de los suelos con su material parental más impermeable tiene lugar el escurrimiento hipodérmico, cuya circulación toma dos caminos distintos según sea el tipo de morfología de las vertientes en donde brote el agua.

En las vertientes en condición de reexistencia o inestabilidad, la morfología se puede sintetizar de la siguiente manera: laderas de geometría convexa y débil gradiente, en promedio del orden de  $10^\circ$ , caracterizadas, además, por ser laderas muy largas, pues la mayoría de los valles con estas vertientes rebasa los 300 metros de longitud.

La combinación de las tres características mencionadas sitúa a las vertientes de esta condición en lugar muy favorable para la degradación rápida de los horizontes superficiales, puesto que allí el desarrollo de los arroyos adquiere, con esta morfología, su mayor eficiencia.

Se agregan, catalizando a la erosión de la escorrentía laminar y engendrando una renovada alteración, a los fenómenos de sufosión generalizada, en la que los tunelamientos provocan consecuentes y múltiples hundimientos del terreno (figuras 20-21), los cuales se zonifican en las laderas siguiendo la franja o napa del emplazamiento de fuentes en donde brota el escurrimiento subsuperficial.

A partir del microescarpe o escalón que deja el suelo, por desplome o asentamiento del terreno, se inicia la horadación del suelo, por incisión remontante, puesto que a partir de esta morfología se continúa la remoción del suelo por desprendimiento, deslizamiento en paquetes o ambos, caída por medio de la cual se forma y crece el acaravamiento rápido en sentido ascendente.

Mientras tanto, al escurrimiento sobre la superficie de la vertiente se agrega el agua de escurrimiento hipodérmico, aumentando de este modo el poder erosivo, por la suma de caudal y la concentración del escurrimiento en cárcavas que se ramifican y se unen cuesta abajo del declive, dando lugar a los abarrancamientos (red de cárcavas profundas), cuyas corrientes, por su recorrido, vuelven a cortar los acuíferos someros, los acuíferos colgados o ambos, repitiendo o movilizandole la alteración, pero en una forma más intensa que conduce a la destrucción de los suelos y la propia estructura interna de la vertiente interfluvial.

Por el otro lado, a contravertiente, se enfrentan las que se ubican en un relativo estado de equilibrio, dadas las condiciones de fitoestabilidad en que se encuentran. Su morfología se sintetiza en la siguiente forma: son laderas de

geometría normalmente cóncava en planta y en perfil, en promedio con una longitud de sólo 175 metros y un gradiente de pendiente del orden de 15 grados. Sólo en las vertientes más largas, y en forma local, hay problemas de perturbación o degradación, generalmente de orden humano; las de origen natural sólo se circunscriben a pequeñas barrancas o cárcavas de corte longitud, pero dilatadas en amplitud, cubiertas de vegetación, en las cuales la erosión tiene lugar a lo largo de talwegs y en pequeños manchones que se distribuyen siguiendo los estratos más resistentes del material parental, relicto de la eliminación del suelo y que, por ende, asoman entre el pastizal o el sotobosque en forma de protuberancias que en perfil se asemejan a la expresión de terracillas muy parecidas a las sendas romboidales que dejan las huellas del ganado, y que a menudo se confunden con pequeños asentamientos locales del terreno.

Al igual que en las laderas inestables, la disección corta los mantos de agua subsuperficial que, al brotar, lo hace en forma de tubificación local, temporalmente en estrechas franjas de lloraderos que llegan a encharcar entre la configuración irregular de la microtopografía de antiguos peldaños de denudación y alveolos relictos originados cuando el corte ocasionado por la corriente incidía a un nivel mayor que truncaba a los estratos resistentes de manera escalonada, y en los cuales se formarían alveolos al formarse pequeños saltos de agua que socavan el piso o la base del salto.

La corta trayectoria del agua proveniente de los veneros queda frenada y retenida junto con el escaso flujo de sedimentos y materia orgánica. La retención de materia en la vertiente, y menor escurrimiento superficial por mayor infiltración, aseguran condiciones de fitostasia o de una buena cobertura vegetal que frena la disección del corte erosivo, terminando, de este modo, la circunvalación del circuito de retroalimentación negativa que estabilice cualquier efecto de cambio.

En los dos subsistemas descritos aparentemente no existe ningún cambio, y en sentido estricto no lo hay, toda vez que en los subsistemas tiene lugar la misma secuela. No es sino hasta el momento en que ocurre el desagüe hipodérmico cuando los fenómenos siguen caminos distintos a pesar de ser, en sí, el mismo fenómeno. Por un lado, en la ladera inestable hay sufosión generalizada, mientras que en la ladera opuesta o estable hay sufosión, pero a través de modelos localizados. La diferencia, entonces, radica en la frecuencia y magnitud con que se presenta el fenómeno de una ladera con respecto a la otra.

La razón de tal diferencia es en sí misma la expresión morfológica de las vertientes. En las laderas de geometría convexa y de pendiente débil, la zona afectada por el desagüe del escurrimiento subsuperficial es varias veces mayor (figura 22). Al ocurrir el corte de disección, la incisión se hace recortando diagonalmente a las capas dispuestas tabularmente, en virtud del fenómeno de incisión asimétrica anteriormente explicado. Por tanto, los tunelamientos y los consecuentes asentamientos del terreno se distribuyen en una superficie mucho mayor, a través de amplias franjas de alteración, fácilmente identificables, en las cuales ya no existe el suelo, al ser destruido y movilizado; en su lugar queda aflorando el material parental.

En cambio, sobre las laderas cortas y de geometría cóncava, con mayor gradiente de pendiente, el fenómeno de sufosión se minimiza ya que tiene lugar sólo localmente, por medio de veneros que se alinean de manera estrecha, los cuales al tener en seguida, infrayaciendo, estratos de litología resistente, forman un escalonamiento de peldaños producto de una anterior erosión diferencial. Por otra par-

te, a la geometría de las laderas cóncavas, de extensión longitudinal mucho más cortas, en casi la mitad de la longitud de las convexas (en promedio de 175 m) se agrega el gradiente de pendiente más acentuado, del orden de 15 grados en promedio. La combinación de estas variables morfológicas contribuye a que la escorrentía se concentre más rápido, por eso la erosión sólo tiene lugar a lo largo, en el estrecho corredor de los talwegs de primero y segundo orden, formando las corrientes que llegan a drenar las vertientes.

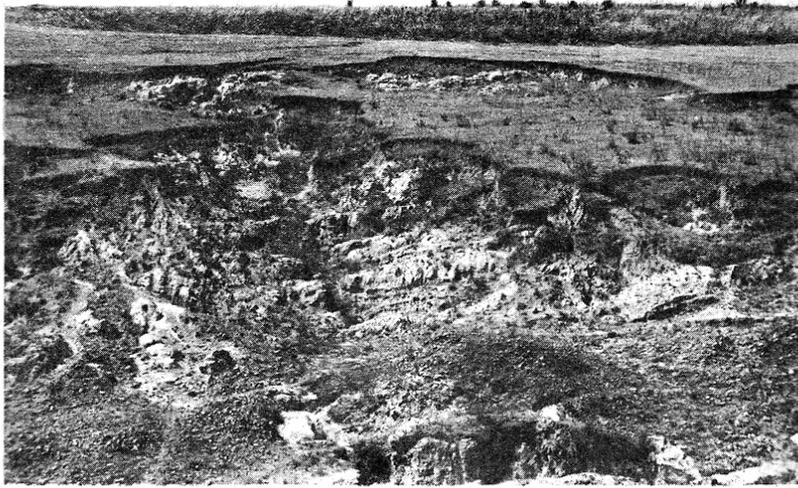


Figura 20. Detalle del hundimiento generalizado del terreno, producto del drenaje hipodérmico, al brotar a la superficie a partir de la cual se inicia el proceso erosivo de las laderas.

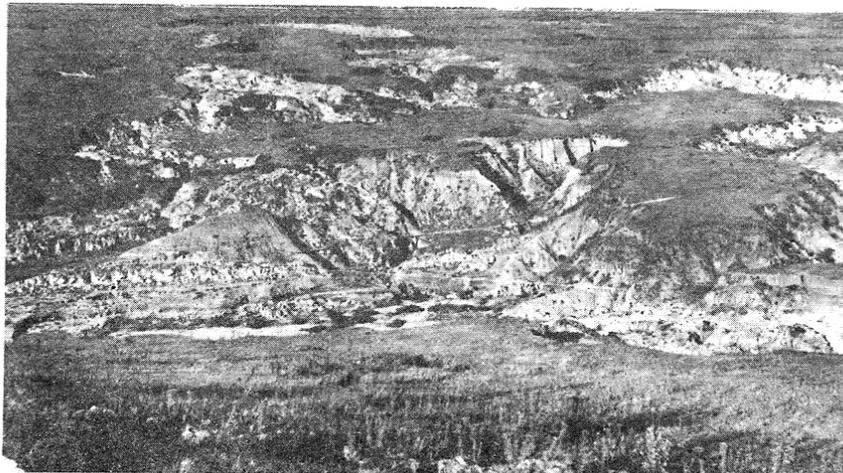
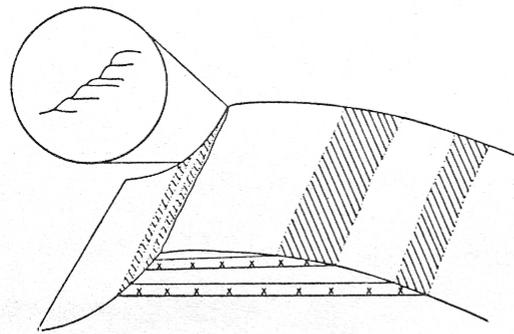


Figura 21. Obsérvese, declive arriba, las gradas producto de los asentamientos de terreno, que ladera abajo han evolucionado a profundas cárcavas.

Figura 22. Esquema que muestra la disposición y distribución de las zonas afectadas por el desagüe hipodérmico, según sea la diferente morfología de las laderas.



La carpeta vegetal de la ladera, al estar en condiciones de fitostasia inhibe los procesos erosivos de acción aerolar, aun cuando se siga efectuando el corte de nuevos acuíferos someros, al ganar profundidad con la constante incisión de los cauces erosivos, toda vez que el brote de manantiales temporales garantiza la existencia de infiltración, mayor humedad y la conservación general del sistema, con tendencia hacia una retroalimentación negativa.

Cabe aclarar que, el conjunto autorregulador del relieve formado por los ajustes, ocasiona una alteración de la estructura morfológica; a su vez, la modificación de la forma llega a alterar la manera como el proceso se realiza, provocando fluctuaciones, modificaciones, o ambas, que desbalancean las entradas que abastecen al sistema; en esta forma, el efecto primario de una alteración vuelve a actuar sobre el mecanismo inicial produciendo, como se ha mencionado, una circulación de retroalimentación (feed back).

Si se toman estos criterios de análisis en el modelo así desarrollado, se llega, incluso, a contradicciones; por ejemplo, cuando se relaciona la profundidad de la disección con el grado de erosión que se manifiesta para una determinada área, generalmente se reconoce una relación directa entre estas dos variables, en la que la zonificación del corte erosivo en profundidad marca, por un lado, la intensidad de la disección que puede estar en función de la escasa resistencia del sustrato por donde corre la corriente, debido a la intensidad del movimiento tectónico, o como reflejo del carácter climático y la edad relativa de la incisión. Empero, el corte en profundidad es el resultado de la reunión de todos los anteriores factores, y en ese marco de referencia el relieve se dirige hacia una inestabilidad morfogénica o bien hacia su estabilidad.

Con la aplicación de este enfoque no es posible aceptar como norma, dentro de la teoría geomorfológica, la regla de que a mayor profundidad de la disección corresponda mayor erosión o inestabilidad de un determinado complejo geomórfico, y viceversa, que una débil profundidad refleje necesariamente estabilidad.

En los casos estudiados, el subsistema de vertientes se comporta totalmente al contrario de la clásica concepción: a mayor profundidad de la disección mayor estabilidad, y a menor profundidad, mayor inestabilidad o actividad morfogénica, (figura 23).

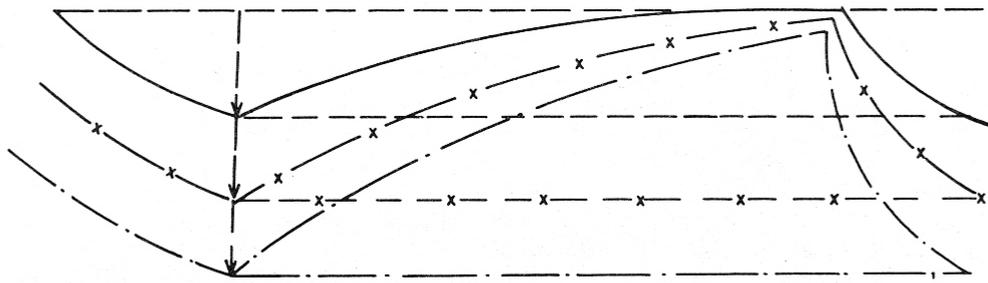


Figura 23. Cortes transversales de la típica morfología de interfluvios. En la medida que los valles adquieren profundidad, se incrementa el gradiente de pendiente en las laderas; por tanto, la exposición de los estratos permeables en la superficie de las ladera irá siendo menor.

Al modificarse las características morfométricas de la ladera, por la profundidad del corte erosivo, aumenta la pendiente del declive de las vertientes y, con ello, se limita la extensión de los afloramientos permeables, acercándose, de este modo, a la situación morfológica de la ladera estable, en la que se ha inhibido la inestabilidad.

La evidencia es clara y se cumple; se zonifica distribuyéndose sobre el piedemonte superior y en todas las explanadas de los piedemonte en estudio.

#### CONCLUSIONES

Con objeto de dar claridad a los aportes de este ensayo, se han dividido convencionalmente los resultados, para su discusión final, en dos rubros:

Uno, los aportes teóricos que enriquecen con nuevos conocimientos la teoría geomorfológica y, por tanto, son originales, y otro, aquellos conocimientos que se aplican o contribuyen al entendimiento de la geomorfología regional.

Los aportes teóricos de esta tesis se pueden resumir puntualizando que, el planteamiento central del problema se ha resuelto con la explicación causal de la asimetría de valles. El problema fue solucionado mediante el trabajo de ir descubriendo los elementos del relieve que pudieran utilizarse como clave de interpretación.

El argumento de los cambios del nivel base pasa a formar parte de la relación teórica que explica la asimetría de valles, siendo éste el aporte original del trabajo.

La proyección de estos estudios y la profundización del conocimiento en este tipo de problema se justifica plenamente, pues su importancia radica en que el país cuenta con este relieve distribuido a lo largo de la porción central del Sistema Volcánico Transversal, desde el estado de Tlaxcala, pasando por los de México y

Michoacán, hasta Jalisco.

El relieve en cuestión tiene lugar, pero no de manera aislada, sino eslabonándose a través de piedemontes que se asocian a los niveles de base local de las distintas llanuras lacustres dispuestas escalonadamente a través de fosas tectónicas que descienden hacia el occidente, en el Bajío.

El entendimiento cabal del relieve en estudio se encuentra cerca y es fiel, o al menos congruente con la escala que se hizo del modelo de desarrollo funcional de las vertientes, faltando, entonces, el sistema de piedemonte para integrar la conexión entre los subsistemas y los conjuntos mayores del relieve.

Los resultados del trabajo y las repercusiones que pudieran tener en la práctica son vitales y susceptibles de aprovecharse en las áreas de piedemonte que son espacios de transición entre un sistema y otro, con una fuerte presión antrópica que, junto con la inestabilidad del sistema, constituyen un espacio en crisis sujeto a una ordenación territorial.

Sólo para mencionar algunos de los renglones de orden práctico que pudiera brindar el trabajo, basta señalar los programas de recuperación forestal de estas áreas, en el estado de México. En lo que se refiere a la reforestación es evidente, pero, infortunadamente, como resultado del desconocimiento del funcionamiento del sistema terrestre de piedemonte. La reforestación se guía por pautas altitudinales para la selección de los generos o especies que se siembran, sin percibir el arreglo geométrico y disposición de las vertientes que son las que controlan el suelo y el microclima a nivel de laderas. Por ende, los esfuerzos son arduos y los resultados de bajo rendimiento, en particular para las laderas alteradas e inestables que sobrepasan en área, en una relación aproximada de dos a uno, a las vertientes estables.

Paralelamente al desarrollo de este trabajo se reconocieron claves de interpretación metodológicas que también son aportes originales, como es la identificación e interpretación de un nuevo modelo de diseño fluvial correspondiente a la disección de rampas y amplios conos aluviales que, aunado a las relaciones de ángulos de confluencia y gradientes de pendientes, constituyeron herramientas de análisis útiles para aplicarse a las edades relativas de la disección fluvial del relieve.

En el enfoque sistemático de la geomorfología el descubrimiento de las propiedades morfodinámicas a nivel de subsistemas es básico, puesto que a partir de ellas es posible detectar la relativa estabilidad-inestabilidad de determinado relieve y, más exactamente, pronostica la dirección o tendencia del sistema natural hacia su conservación o remplazamiento, siempre y cuando se encuentre estructurado de manera semejante a los del presente estudio, por ejemplo: piedemontes similares, relieves de cuevas o flancos isoclinales de plegamientos recostados, de planicies costeras tectónicamente activas y depósitos de cuencas con movimiento de basculamiento.

#### RECONOCIMIENTOS

Mi gratitud al Dr. José Lugo Hubp, asesor de este trabajo. El reconocimiento más amplio y franco al Prof. Jean Tricart, por la revisión crítica y sus valiosas sugerencias. Agradezco a Juan Carlos Moya, José Juan Zamorano y Gerardo Bocco su

estimada contribución en la realización del trabajo de campo y sus valiosos comentarios. Estimo en gran medida la valiosa colaboración de la Sra. Ma. Cristina Medina en el trabajo mecanográfico y al Prof. Carlos Jaso Vega corrector y revisor del manuscrito.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Bryan, K. 1948. "Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México en relación con los cambios climáticos". Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, p. 1-20, México.
- Carson, Michael A. y Michael J. Kirkby. 1972 Hillslope form and process. Cambridge University Press, London.
- Crickmay, C.H. 1974. The work of the river. Mac Millan, London.
- De Martonne, E. 1968. Tratado de geografía física. Ed. Juventud, Barcelona.
- Derruau, M. 1966. Geomorfología. Ariel, Barcelona.
- Gloried, A. y Jean L. F. Tricart. 1952. "Etude statistique des vallées asymétriques sur la feuille Saint-Paul au 1/50 000". Révue de Géomorphologie dynamique, 3, p.88-98. Francia.
- Ibañez, María, Jesús y Salvador Mensua. 1977. "Los valles asimétricos de la orilla derecha del Ebro". En Reunión nacional del grupo español de trabajo del Cuaternario. (2a: Jaca, Huesca: 1975) Actas. Madrid: s.e. (Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario. Sec. de Paleontología de Vertebrados y Humana, I.L.M. CSIC., 6) p. 113-122.
- Kennedy, Barbara A. 1969. Introduction to fluvial processes. R.J. Methuen, London.
- King Cuchleaine, A.M. 1984. Geografía física. Oikos Tau, Barcelona.
- Kostenko, Natalia Petrovna. 1975. Geomorfología estructural aplicada. Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Lugo Hubp, José. 1984. Geomorfología al sur de la cuenca de México. Serie Varia, v. 1, No. 8. Instituto de Geografía, UNAM. México.
- Mosser, Federico. 1975. Historia geológica de la cuenca de México. En México. Departamento del Distrito Federal. Memoria de las obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal. V.I. p. 7-38. Talleres Gráficos de la Nación, México.
- . 1963. "Historia tectónica de la cuenca de México". Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 15, p. 239-246. México.
- Ollier, Cliff. D. 1981. Tectonics and landforms. Longman, London.
- y A.J. Thamasson. 1957. "Asymmetrical valleys of the Chiltern Hills". Geographical Journal. 123, p. 71-80.

- Ortiz Pérez, Mario Arturo y Gerardo H.R. Bocco Verdinelli. 1985. Análisis morfotectónico de las depresiones de Acambay, Ixtlahuaca y Toluca, México, Inédito.
- , 1985 Gerardo H.R. Bocco Verdinelli y Juan Carlos Moya Sánchez. 1985 "Una interpretación de los depósitos recientes en el bloque de Ixtlahuaca, estado de México". En X Congreso Nacional de Geografía. Memoria. p. 29-45. Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística, México.
- Pitty, Alistair F. 1971. Introduction to Geomorphology. R.J. Methuen, London.
- Sáinz Ortiz, J. 1963. Infiltración artificial en la cuenca del Valle de México. Comisión Hidrológica de la Cuenca del Valle de México, SRH.
- Selby, Michael J. 1982. Hills Slope Material and Processes. Oxford University Press, New York.
- Small, R.J. 1978. The Study of Landforms. 2nd. ed. Cambridge University Press, Cambridge.
- Sparks, B.W. 1972. Geomorphology. Longman, London.
- Tricart, Jean L. F. 1965. Principes et méthodes de la Géomorphologie. Masson. Paris.
- Tuttle Sherwood, D. 1980. Landforms-landscapes. W.C. Brow, Dubuque. Iowa.
- Wilson, Lee. 1968. "Asymmetric Valleys". En The Encyclopedia of Geomorphology. p. 30-33. Reinhold Book, New York.
- Young, Anthony. 1972. Slopes. Ed Oliver and Boyd, Edimburgh.