

# Mario Arturo Ortiz Pérez

## Contribuciones geográficas



José Luis Palacio Prieto  
Oralia Oropeza Orozco  
José Manuel Figueroa Mah-Eng  
(compiladores)

**Mario Arturo Ortiz Pérez**  
**Contribuciones geográficas**

José Luis Palacio Prieto  
Oralia Oropeza Orozco  
José Manuel Figueroa Mah-Eng  
(compiladores)

*Mario Arturo Ortiz Pérez. Contribuciones geográficas*

**Compiladores:** José Luis Palacio Prieto, Oralia Oropeza Orozco y José Manuel Figueroa Mah-Eng.

16 de enero de 2017.

Ciudad Universitaria,  
Coyoacán, 04510 México, D. F.  
Instituto de Geografía,  
www.unam.mx, www.igeograf.unam.mx

ISBN: en trámite

DOI: <http://dx.doi.org/10.14350/sc.03>

## ÍNDICE

|  |     |
|--|-----|
| Presentación   | 5   |
| 1. Ortiz-Pérez, M. A. (1975). Algunos conceptos y criterios de clasificación de los medios lacustres. <i>Anuario de Geografía</i> . UNAM. Año XV-  | 9   |
| 2. Ortiz-Pérez, M. A. (1978). Estudio Geomorfológico del Glacis de Buenavista Estado de Morelos. <i>Boletín N° 8 del Instituto de Geografía</i> , UNAM.  | 19  |
| 3. Ortiz-Pérez, M. A. (1979). Fotointerpretación Geomorfológica del Curso Bajo del Río Grande de Santiago. Nayarit. <i>Boletín N° 9 del Instituto de Geografía</i> , UNAM.   | 36  |
| 4. Ortiz-Pérez, M. A. (1987). Los Cambios de Nivel Base Como Mecanismo Morfogénico de la Asimetría de Valles. <i>Boletín N° 17 del Instituto de Geografía</i> , UNAM.  | 64  |
| 5. Ortiz-Pérez, M.A y G. Bocco V. (1989). Análisis morfotectónico de las depresiones de Ixtlahuaca y Toluca, México. <i>Geofísica Internacional</i> . Vol. 28. Núm. 3. UNAM.   | 99  |
| 6. Ortiz-Pérez, M. A. (1990). Perfiles geomorfológicos complejos (Significado y aplicación en la interpretación morfotectónica) <i>Serie Varia</i> . T. 1. Núm. 12. Instituto de Geografía, UNAM.  | 123 |
| 7. Ortiz-Pérez M. A. y L. M. Espinosa-Rodríguez (1991). Clasificación Geomorfológica de los Tipos de Costas de México. <i>Geografía y Desarrollo. Revista del Colegio de Geógrafos Posgraduados de México</i> . Vol. 2. Núm. 6.                          | 169 |
| 8. Ortiz-Pérez M. A. y O. Oropeza-Orozco (1992). Consideraciones críticas sobre la investigación geográfica de los desastres de origen natural. <i>Geografía y Desarrollo. Revista del Colegio de Geógrafos Posgraduados de México</i> . Vol. 3. Núm. 7. | 177 |
| 9. Ortiz-Pérez M. A. (1992). Retroceso reciente de la línea de costa del frente deltaíco del Río San Pedro, Tabasco-Campeche. <i>Investigaciones Geográficas</i> . Núm. 25. Instituto de Geografía, UNAM.  | 185 |
| 10. Ortiz-Pérez M. A., J. J. Zamorano, O. Frausto y J. M. Mendoza. (1994). Evidencias de una ribera fluvial y lacustre en la cima de un pilar tectónico: Bloque Perales. México. <i>Geografía y Desarrollo</i> . Núm. 11. Vol 2.                         | 201 |

|   |     |
|---|-----|
| 11. Ortiz-Pérez M. A., (1994). Repercusiones del ascenso del nivel del mar en costas bajas de planicies deltaicas. <i>Geografía y Desarrollo</i> . Núm. 11. Vol 2.  | 210 |
| 12. Ortiz-Pérez M. A., y A. Cyphers (1997). La Geomorfología y las Evidencias Arqueológicas en la Región de San Lorenzo Tenochtitlán, Veracruz. <i>Población, Subsistencia y Medio Ambiente en San Lorenzo Tenochtitlán</i> . Instituto de Investigaciones Antropológicas, UNAM.  | 214 |
| 13. Ortiz-Pérez M. A., y Méndez A. P. (1999). Escenarios de vulnerabilidad por ascenso del nivel del mar en la costa del Golfo de México y mar Caribe. <i>Investigaciones Geográficas</i> . Núm. 39. UNAM.  | 41  |
| 14. J. M. Mateo, Rodríguez y Ortiz-Pérez, M. A. (2001). La degradación de los paisajes como concepción teórico-metodológica. <i>Serie Varia</i> . Nueva Época. Núm. 1. Instituto de Geografía. UNAM.  | 255 |
| 15. Ortiz-Pérez, M. A. y A. P. Méndez (2001). Repercusiones por ascenso del nivel del mar en el litoral del Golfo de México. <i>México: Una visión hacia el siglo XXI. El Cambio climático en México</i> . UNAM/Editorial Toffer.   | 287 |
| 16. Ortiz-Pérez M. A., J. R. Hernández Santana y J. M. Figueroa Mah-Eng (2004). Reconocimiento fisiográfico y geomorfológico. A. J. García Mendoza, M. J. Ordóñez y M. Briones Salas (eds). <i>Biodiversidad de Oaxaca</i> . Instituto de Biología/UNAM, Fondo Oaxaqueño para la conservación de la naturaleza/World Wildlife Fund. | 300 |
| 17. Ortiz-Pérez, M. A., I. Sommer Cervantes y O. Oropeza Orozco (2010). Criterios para estimar la vulnerabilidad física de las costas de barrera ante los impactos hidrometeorológicos. <i>Cambio Climático en México: un Enfoque Costero-Marino</i> . EPOMEX/Universidad Autónoma de Campeche. Gobierno del Estado de Campeche.    | 313 |
| Publicaciones del Dr. Mario Arturo Ortiz Pérez  | 332 |

## PRESENTACIÓN

El Dr. Mario Arturo Ortiz Pérez fue un destacado académico del Instituto de Geografía de la Universidad Nacional Autónoma de México, con más de 40 años de trayectoria. Entre sus líneas de investigación destacan la geografía física y la regionalización del medio natural. A lo largo de su trayectoria, el Dr. Ortiz Pérez publicó un amplio número de artículos en revistas especializadas, libros y capítulos en libro, elaboró varias decenas de mapas, la mayoría publicados, impartió clases en programas de licenciatura y posgrado, dirigió más de 20 tesis de licenciatura, maestría y doctorado y fungió como asesor de instituciones académicas y de gobierno en temas ambientales, entre otras actividades.

Los 17 documentos seleccionados que se incluyen en este libro comprenden una serie de aspectos que tienen como base temas geomorfológicos, tanto de carácter básico como aplicado, en los que el Dr. Ortiz Pérez realizó importantes contribuciones y que fueron publicados entre 1978 y 2010. En varios de ellos, es de destacar que no se limitan a cuestiones puramente geomorfológicas o del ámbito físico de la geografía, sino que establecen relaciones con otros elementos del medio natural (bióticos y abióticos) y sociales, por lo que los resultados tienen también una evidente aplicación en problemas relativos al ordenamiento del territorio.

Las aportaciones del Dr. Ortiz Pérez pueden agruparse en temas como evolución geomorfológica y cambio climático, geomorfología fluvial, estructural y costera, escenarios de vulnerabilidad y cambio climático, paisaje y geomorfología y arqueología. Esta selección, a juicio de los compiladores, permite apreciar la contribución del Dr. Ortiz y el particular abordaje de los temas con un enfoque geográfico.

El primero de los trabajos, “Estudio geomorfológico del Glacis de Buenavista, Estado de Morelos”, publicado en 1978, reflexiona acerca de la evolución del piedemonte sur de la Sierra de Zempoala, resaltando la importancia de los cambios climáticos en su desarrollo y conformación actuales. Destacan en este trabajo los temas de modelado de vertientes y las modificaciones morfoclimáticas durante periodos glaciales del Cuaternario que influyeron en el desarrollo y expansión del Glacis estudiado, sin dejar de referir la influencia de la acción humana y el actual uso del suelo.

En las investigaciones del Dr. Ortiz, la fotointerpretación comparativa multitemporal fue una herramienta que utilizó ampliamente y de manera ejemplar, lo que sin duda constituyó un método pionero en México en temas geomorfológicos. Su obra “Fotointerpretación geomorfológica del curso bajo del Río Grande de Santiago”, publicada en 1979, es un ejemplo de lo anterior, en donde se analizan las modificaciones del lecho fluvial en el delta del Río Santiago durante un periodo de 37 años, iniciando en 1940. El análisis no se limita a la caracterización de la dinámica fluvial sino que relaciona los problemas derivados de dicha dinámica con los asentamientos humanos y el uso del suelo y, abrió la puerta para estudios de avance y regresión de la línea costera en otros espacios, como es el caso del puerto industrial de Lázaro Cárdenas, y la implementación de medidas dirigidas al ordenamiento y adaptación a la dinámica geomorfológica. En esta misma línea de trabajo, el Dr. Ortiz siempre resaltó la importancia de la interpretación de los patrones de drenaje para identificar fenómenos geomorfológicos y comportamientos

tectónicos específicos, como se ilustra en su artículo “Los cambios de nivel base como mecanismo morfogenético de la asimetría de valles”, publicado en 1987 y resultado directo de su tesis de doctorado en Geografía. En este artículo, la asimetría de los valles se relacionó de manera directa con la neotectónica característica de la región estudiada, ejemplificando la relación entre las formas que modelan el relieve con aquéllas responsables de su creación.

Los trabajos relativos a zonas costeras son numerosos en la obra del Dr. Ortiz Pérez, así como los aportes teóricos y prácticos en el tema. El de “Clasificación Geomorfológica de los Tipos de Costas de México”, (en coautoría con Luis Miguel Espinosa R.) publicado en 1991, corresponde al estudio elaborado para el Atlas Nacional de México relativo a la clasificación de costas del país, que fue publicado un año después por el instituto de Geografía de la UNAM. Éste se distingue por la utilización de criterios geomorfológicos para identificar los diferentes tipos de costas con base en factores de carácter dinámico, enfoque que lo diferencia de otras propuestas elaboradas por autores nacionales y extranjeros. Dentro de la misma línea, el artículo “Retroceso reciente de la línea de costa del frente deltaico del Río San Pedro, Tabasco-Campeche” (1992) identifica un estudio de caso de una costa regresiva que fue ampliamente estudiada por el autor a lo largo de varios años, experiencia que sirvió para conceptualizar los “Escenarios de vulnerabilidad por ascenso del nivel del mar en la costa del Golfo de México y mar Caribe”, en 1999 (en colaboración con Patricia Méndez L.), luego de contar con un conocimiento más completo de los problemas derivados de este fenómeno en el litoral orientales del país. En este último, el Dr. Ortiz aborda el tema de la vulnerabilidad y los desastres de origen natural, aspecto que también desarrolló en varias de sus investigaciones, como en el artículo “Consideraciones críticas sobre la investigación geográfica de los desastres de origen natural” (en coautoría con Oralia Oropeza O.), publicado en 1992 y en “Criterios para estimar la vulnerabilidad física de las costas de barrera ante los impactos hidrometeorológicos” (en coautoría con Irene Sommer y Oralia Oropeza) publicado en 2010.

En el libro “La degradación de los paisajes como concepción teórico- metodológica” (en coautoría con José Mateo R.), publicado en 2001, los autores revisan los conceptos relacionados con la degradación geocológica de los paisajes y proponen un sistema clasificatorio de los mismos con base en cuatro indicadores: funciones socioeconómicas y potencial de los recursos, mecanismos de autorregulación y regeneración, capacidad productiva de los paisajes y procesos geocológicos negativos, a partir de los cuales se caracteriza la pérdida de atributos y propiedades sistémicas de los mismos. Esta caracterización resulta particularmente útil como instrumento de análisis en la planificación y gestión ambiental para “construir la sustentabilidad en los futuros esfuerzos para desarrollar nuestras sociedades”.

El capítulo “La Geomorfolología y las Evidencias Arqueológicas en la Región de San Lorenzo Tenochtitlán, Veracruz” (en coautoría con Anne Cyphers) es un ejemplo de los trabajos de corte interdisciplinario en los que con frecuencia el Dr. Ortiz se involucró. Nuevamente, con base en la interpretación de aerofotografías y un extenso trabajo en campo, este documento aporta claves esenciales para establecer los procesos de adaptación de la cultura Olmeca a su entorno, caracterizado por su dinámica geomorfológica fluvial. Esta dinámica jugó un papel fundamental para explicar los procesos de asentamiento y adaptación humana a su entorno, fuertemente relacionada con la geomorfología fluvial, lo cual es sintetizado en los mapas que se incluyen en el trabajo y que son otro distintivo de la calidad académica del Dr. Ortiz a lo largo de su trayectoria.

Se incluye también en este libro el trabajo “Perfiles geomorfológicos complejos (significado y aplicación en la interpretación morfotectónica)”, publicado en 1990. En este documento, el Dr. Ortiz hizo igualmente contribuciones significativas tomando como base la obra de Natalia Kostenko y José I. Lugo H. La construcción e interpretación de perfiles geomorfológicos permite establecer “una serie de relaciones morfométricas, morfográficas y de naturaleza geológica no siempre fáciles de manejar”. A partir de su interpretación, explica el autor, “se puede precisar y calificar, por orden de magnitud, la intensidad de los movimientos tectónicos”. La interpretación de los interfluvios sugerida en el texto es

el principal aporte teórico metodológico. Un tema complejo que, en el texto, es desarrollado de manera sencilla y que resalta el valor didáctico de la obra.

Por último, se incluye el capítulo “Reconocimiento fisiográfico y geomorfológico” (en coautoría con José Ramón Hernández S. y José Manuel Figueroa M.), referido al estado de Oaxaca. Este trabajo es representativo de una serie de escritos encaminados a la caracterización de unidades fisiográficas en México, cuya delimitación incorpora criterios “topográficos, geológicos, geomorfológicos y el arreglo fisiográfico de los elementos orográficos” para definir subprovincias, como se hizo para dicha entidad. Esta contribución resultó de la colaboración de los autores en el proyecto enfocado a la elaboración de guías metodológicas para el ordenamiento territorial a nivel estatal por convenio con la SEDESOL. Como mencionan los autores, este tipo de estudios “constituye uno de los primeros pasos para establecer las diferencias sustanciales en la distribución de los componentes bióticos y abióticos del subsistema natural territorial”.

Los documentos se presentan en orden cronológico y, al final de esta compilación, se incluye una lista de publicaciones del Dr. Ortiz, la mayor parte de las cuales se encuentra disponible en medios electrónicos. Cabe señalar que el listado, si bien intenta hacer una recopilación exhaustiva de la obra del Dr. Ortiz, no incluye algunos textos que fueron sometidos en las últimas semanas previas a su fallecimiento, y que se encuentran en proceso de publicación, esperando vean la luz en los próximos meses.

Sirva este libro para ilustrar, de manera necesariamente limitada, algunas de las contribuciones en el campo de la geografía de un académico ejemplar, a quien recordaremos con agradecimiento y admiración por las enseñanzas recibidas y por su extraordinaria calidad humana.

Dr. José Luis Palacio Prieto  
Ciudad de México, enero de 2017



## ALGUNOS CONCEPTOS Y CRITERIOS DE CLASIFICACIÓN DE LOS MEDIOS LACUSTRES\*

por MARIO ARTURO ORTIZ P.

1. *Introducción.* La limnología, como disciplina que estudia los ámbitos lacustres, ha sido objeto de investigación por parte de geólogos, geógrafos, hidrólogos y biólogos particularmente; por tanto, el complejo lacustre es analizado en diversas formas, con criterios y puntos de vista diferentes. Estos sistemas reflejan la carencia de un común denominador en la organización del conocimiento, que se manifiesta por la ausencia de conceptos o criterios que unifiquen la terminología lacustre, por eso, el presente trabajo tiene como finalidad reunir y vincular los elementos o factores vitales que componen el medio lacustre y lagunal, y que otras ciencias o disciplinas se limitan a tratar aisladamente de acuerdo con los intereses propios de su estudio; para ello se analizan brevemente los principales sistemas de clasificación, tratando de unificarlos en un guión que ayude a reconocer los diferentes ámbitos de este sistema.

2. *Clasificación geomorfológica.* Generalmente, el análisis del medio lacustre se aborda inicialmente por su morfogénesis, en donde se describen y clasifican a los cuerpos de agua según su origen. W. M. Davis (1882), elabora una clasificación en la que reconoce tres grandes categorías de procesos en la formación de cuencas lacustres, quedando referidos a procesos constructivos, destructivos y de obstrucción. Con orientación parecida destaca la de E. Hutchinson (1957), que reúne hasta hoy, la clasificación más completa en 76 tipos y subtipos agrupados de la forma siguiente:

- a) Lagos formados en depresiones tectónicas
- b) Lagos asociados a la actividad volcánica
- c) Lagos formados a partir de avalanchas, derrumbes y deslizamientos.
- d) Lagos formados por actividad glacial

\*Trabajo realizado en el Instituto de Geografía, UNAM.

- e) Lagos formados por degradación química o disolución de la roca
- f) Lagos formados a partir de la acción fluvial
- g) Depósitos de agua formados por la acción del viento
- h) Lagunas asociadas con la línea de costa
- i) Lagos edificadas por la acumulación orgánica
- j) Lagos originados por impacto de meteoritos
- k) Lagos o depósitos de aguas artificiales.

Sin duda esta sistemática cubre un campo muy importante de la limnología; sin embargo, no es posible tomarla como modelo para una clasificación general de los cuerpos de agua porque su enfoque se reduce al proceso morfogenético y no nos ayudaría a comprender los procesos que ocurren en el seno del medio hídrico y sus interacciones con el ámbito físico circundante; es decir, con el clima, vegetación, suelos, hidrología y morfología. Hay que recordar que los procesos o fenómenos que se suceden en un determinado cuerpo de agua constituyen un complejo sistema abierto, con mutuas interacciones entre sus superficies limitantes.

3. *Clasificación ecológica.* No cabe duda que el aporte más valioso a la limnología lo constituyen los estudios hidrobiológicos o ecológicos, al dar a conocer los ambientes acuáticos del ecosistema lacustre, investigando sus propiedades mediante el análisis y desarrollo de las interacciones entre el medio hídrico y su biota. Desde este punto de vista el medio lacustre se estudia y clasifica sobre la base de su productividad orgánica y fertilidad, o de acuerdo con cualquiera de sus características físicas, químicas y biológicas, tales como el contenido de oxígeno, temperatura, nutrientes, transparencia del agua, etc.; estos factores y muchos otros son de gran interés en el conocimiento y comportamiento de la biota acuática. Los conceptos basados en la productividad orgánica se traducen en términos generales, como la riqueza del ecosistema lacustre; este sistema se apoya en el carácter evolutivo y sucesorio que comprende tres etapas o estados principales que se pueden sintetizar en la siguiente forma:

*Estado oligotrófico* (del gr. *Trophe*:nutrir). Condición del ambiente acuático en un medio lacustre pobre en elementos nutrientes, de productividad primaria baja y de escasa biomasa. Es característico de regiones alpinas o montañosas, con depósitos profundos y escasa ve-

getación acuática; sus aguas de gran transparencia y ricas en oxígeno disuelto.

*Estado eutrófico.* Ambiente que posee una productividad primaria elevada, rico en elementos nutrientes, con abundante maleza acuática, baja concentración de oxígeno, gran descomposición bacteriana en sus fondos, y aguas de escasa transparencia.

*Estado distrófico.* Depósitos de aguas cafés, de baja transparencia y con gran cantidad de detritos en suspensión; falta de nutrientes básicos y ricos en sustancias húmicas, muy pobres en oxígeno disuelto. En resumen, es el estado final que precede al pantano.

No obstante el rigor científico necesario para determinar cada uno de los estados marcados por esta sistemática no logra comprender todos los ámbitos del medio lacustre. R. Ringuelet (1962), hace notar que los conceptos postulados fueron elaborados para los lagos de Europa del norte, en un clima templado y frío, por tanto, tienen reducida aplicación en las regiones de bajas y medias latitudes; este autor se funda en el factor climático, señalando, por ejemplo, que el comportamiento de un lago distrófico, no es el mismo para el que se localiza en un clima frío o templado y húmedo que en el situado en un clima tropical o en un clima seco desértico; esta es la razón por la cual no es posible considerar una sola dirección sucesional para todos los medios lacustres, juicio que permite sobrentender que existe más de un camino sucesorio. Por esta razón creemos en un nuevo orden tanto de carácter zonal como extrazonal, con el fin de incluir ciertos tipos de depósitos tales como: polares, tropicales, desérticos, volcánicos, salados, karsticos, etc., que guardan en particular un comportamiento sui géneris.

Paralelamente y en armonía con la clasificación ecológica sucesoria existe la hipótesis de que a cada estado ambiental corresponde una etapa geomorfológica semejante, juicio equivocado que no se apega a la realidad, como se verá más adelante; así, se dice que un cuerpo de agua que tiene como estado inicial la oligotrofia corresponde, a su vez, con la etapa geomorfológica juvenil, en donde se considera que los lagos son profundos, condicionados a regiones altas, montañosas, que han evolucionado poco desde sus orígenes. En cambio los lagos eutróficos corresponden a la madurez tanto biológica como geomorfológica o, sea, están condicionados a relieves maduros de formas suaves y redondeadas en donde los depósitos no son tan profundos como los anteriores. Por último, los lagos distróficos de estado avanzado o senescente pre-

cedente al pantano, o, sea, se encuentran parcialmente obliterados por sedimentos. Empero, esta aparente correspondencia entre los estados geomorfológicos y ecológicos no son aceptables, ya que es un hecho reconocido que la evolución de las formas del relieve no obedecen a las tres etapas geomorfológicas de la serie sucesoria o ciclo de erosión normal postulado por W. M. Davis, como ejemplo se pueden mencionar a los cuerpos de agua formados por disolución química, en los complejos kársticos, o aquellos que resultaron de la acción de la deflación que no cumplen de ningún modo con la sucesión o ciclo en cuestión; juicio que permite hacerlo extensivo a todos los cuerpos de agua, sea cual fuere su origen porque, además, hay que hacer notar que las depresiones lacustres no forman un nivel de base local definitivo sino un nivel de base transicional donde los procesos erosivos o de transporte pueden tener lugar.

4. *Clasificación climática.* Dada la gran diversidad de caracteres y combinaciones que se suceden en los ambientes acuáticos y su notoria complejidad, para el conocimiento de su dinámica se han usado otros criterios, basándose en factores climáticos tales como insolación, latitud, altitud y relieve, este último para incluir la profundidad de los depósitos; factores que, en su conjunto, modifican las condiciones térmicas y dinámicas de las masas de agua continental; puede decirse que la localización geográfica y su efecto climático determinan las propiedades térmicas y dinámicas de los cuerpos de agua. Sobre estos fundamentos se desarrollan varias clasificaciones que ponen especial énfasis en la distribución y estratificación térmica del agua y su variación estacional, variables que son de vital importancia en los estudios hidrobiológicos. Los trabajos iniciales se deben a Forel (1892), Whipple (1898), Yoshimura (1936) destacando la clasificación de Hutchinson (1957), que se resume de la siguiente manera:

*Lagos amícticos* (míctico: mezclado). Depósitos cubiertos por hielo durante el año y que, por tanto, no tienen cambios apreciables entre el ambiente exterior y el interior del agua.

*Lagos monomícticos fríos.* Depósitos de agua que se caracterizan esencialmente porque la temperatura del agua no sobrepasa nunca los 4°C, y por poseer un período de mezcla en el verano.

*Lagos dimícticos.* Los que presentan dos períodos de estratificación térmica, uno directo en la estación cálida y el otro inverso en la esta-

ción frío y dos períodos de circulación entre los períodos de estratificación.

*Lagos monomícticos cálidos.* Se caracterizan porque la temperatura del agua no desciende de los 4°C a cualquier profundidad, presentando sólo un período de estratificación en verano y un período de circulación en invierno.

*Lagos oligomícticos.* Aquellos que tienen siempre una temperatura superior a 4°C, con escasos e irregulares períodos de circulación y de estratificación térmica.

*Lagos polimícticos.* Los que continuamente presentan circulación con breves períodos de estancamiento, con temperaturas un poco mayores a los 4°C en todas las profundidades.

Hay que notar que esta clasificación sólo rige para profundos cuerpos de agua en donde pueda desarrollarse la estratificación térmica del agua, con una capa de agua profunda que de lugar a una termoclina bien definida, por eso la clasificación queda restringida a depósitos hondos o, bien, para aquellos que generalmente sobrepasan los 8 metros de profundidad, Catalán (1969).

5. *Consideraciones finales.* Si se hace un resumen de los conceptos y clasificaciones anteriores, puede decirse que el sistema lacustre es resultado de su origen, ubicación y desarrollo de sus condiciones naturales, cuyo ámbito se encuentra integrado al conjunto funcional de las aguas continentales que, a su vez, responden en su desarrollo como partes de sistemas naturales; por eso creemos en una clasificación natural que sea unilateral, susceptible de ser aplicada por todos, en la que se reúnan los datos dispersos y se unifiquen los conocimientos aportados por varias disciplinas, y esa es aquella que está basada en conceptos geográficos, tales como lagos, lagunas, charcas o lagunetas, pantanos; vocablos que por sí solos dan a los correspondientes cuerpos de agua las características y condiciones propias que los definen. Sin embargo, para incluir estos conceptos es necesario darles una nueva concepción de acuerdo con la etapa actual del conocimiento limnológico; por ahora los criterios relativos a estos términos son descriptivos, sin análisis, ambiguos o muy específicos y muchas veces arbitrarios; motivos por los que, con mucha frecuencia, son confundidos dando lugar a su uso indiscriminado o irracional.

Por ejemplo, se llega a hablar de lago cuando un cuerpo de agua es alimentado por una corriente perenne y sus aguas son drenadas por

otra corriente de desagüe; siguiendo este mismo criterio, que sólo se apoya en el drenaje, se dice que una laguna es todo depósito natural alimentado por aportes fluviales en una cuenca cerrada; para otros, lago es todo cuerpo de agua en el continente y laguna el depósito asociado con la línea de costa; para otros más, lago es simplemente un depósito de agua muy grande y laguna es un cuerpo de agua de reducidas dimensiones. Se aprecia así que estos conceptos son incompletos y subjetivos e impiden hacer una cabal valorización tanto del ámbito lacustre como del lagunal. Por esta razón se propone renovar conceptos, diseñando un esquema tal que por su capacidad descriptiva logre incluir al conjunto de factores vitales que forman la estructura elemental de los diferentes tipos de depósitos naturales.

*Clasificación recomendada, de conceptos relativos a los cuerpos de agua*

*Lago.* Es un cuerpo de agua natural de condiciones lénticas de origen continental sin comunicación directa al mar, depósito usualmente grande y profundo, sobre su lecho se depositan cienos lacustres que se diferencian de los sedimentos emergidos o circundantes; su perfil batimétrico se asemeja al de los fondos oceánicos, donde se desarrolla una corta plataforma, un talud y una zona profunda generalmente no menor de 8 metros; sus orillas o contornos se encuentran bien definidos porque las fluctuaciones de nivel son escasas dado que su fuente hídrica es constante, por eso es un cuerpo de agua permanente. Las condiciones térmicas de sus aguas son variables, aunque persiste la estratificación térmica con una termoclina bien definida, el estancamiento sólo se interrumpe por períodos de circulación estacional, o esporádicamente; generalmente las plantas acuáticas se instalan sólo en las orillas o en las zonas someras de la plataforma siempre y cuando queden resguardadas del viento, oleaje o corrientes, a mayores profundidades el desarrollo de la vegetación es exiguo debido a la carencia de luz.

*Laguna.* Tiene una aparente similitud con los lagos, pero guarda grandes diferencias con respecto a este tipo de depósitos naturales. La laguna puede corresponder a cualquier origen, drenaje y dimensiones; es un cuerpo relativamente estancado e inestable, es decir, con grandes variaciones en el nivel de sus aguas, puede ser temporal o permanente,

dependiendo del régimen pluvial o hídrico; se caracteriza por ser un depósito poco profundo, de fondos someros que no sobrepasan la profundidad media de 8 m, su lecho tiene un perfil continuo de suave declive, de forma ligeramente cóncava, sin grandes accidentes topográficos; sus orillas están mal definidas y con frecuencia van acompañadas de amplias llanuras de inundación; sobre su lecho se depositan sedimentos propios que los diferencian de los circundantes y en ellos pueden arraigarse plantas acuáticas que invaden todo el perfil de la cuenca lagunar. Debido a su escasa profundidad, se produce una circulación vertical o turbulencia en el seno de sus aguas, durante todas las estaciones del año, impartida por las olas o corrientes convectivas originadas de la acción del viento; la circulación o mezcla contribuye a una homogeneidad de la temperatura del agua, que se extiende desde su superficie hasta el fondo con tendencia a cambiar de acuerdo con los gradientes diarios y estacionales de la temperatura del aire; por eso no existe una estratificación térmica persistente. La circulación de sus aguas da lugar a mayor turbidez, por lo que sus aguas son menos transparentes que las de un lago y con frecuencia presentan un tono pardo o de aguas café, impartido por la gran cantidad de materia orgánica y de sedimentos finos en suspensión.

*Charca o laguneta.* De acuerdo con los criterios de Gauthier y Ringuelet (1962), reconoce a la laguneta o charca de agua como un cuerpo de agua semipermanente y aún permanente formado en una pequeña depresión cerrada en la que generalmente, el aporte hídrico procede de las precipitaciones o del drenaje de una pequeña cuenca de recepción; participa de las demás características físicas de una laguna y en ella las condiciones químicas del agua son reflejo de las características del suelo superficial circundante, tales como el contenido de sales o de sustancias húmicas u orgánicas.

*Pantano.* Este medio es el resultado de la interacción de procesos hidrológicos y geomorfológicos que, junto con su cubierta vegetal, suelos, clima, etc., presentan gran variedad de medios por ahora imposibles de distinguir; dado el avance actual de su conocimiento no nos es permisible discernir sobre el sistema palustre, por eso, y a título de información, anotamos sólo algunas características generales del sistema en su conjunto. Es una forma permanente o temporal resultante de la acumulación de agua en una depresión de terreno, de escasa profundidad, generalmente no mayor de 80 cm, de bordes mal definidos,

su extensión puede ser muy variable a lo largo del año, dependiendo de la pluviosidad y evaporación; sus sedimentos pueden o no diferenciarse de aquellos que se encuentran fuera del área palustre, normalmente hay notables variaciones del gradiente térmico del agua a lo largo del día y del año. El rasgo distintivo en los medios palustres es la vegetación, la cual se encuentra formando asociaciones de plantas hidrófilas, el agua suele contener altas concentraciones de ácido húmico.

*Lagunas litorales o costeras* (albuferas). Modificada de R. Ringuelet (1962). Los depósitos marginales continentales se pueden concepcuar como aquellos cuerpos de agua limitados entre el dominio continental y oceánico, con influencia marina actual, separado de él por un obstáculo que, generalmente, se identifica por una barrera arenosa; corresponde a un depósito de agua de escasa profundidad y de aguas con salinidad variable, sujeta, la mayoría de las veces, a la penetración de corrientes de marea o litorales, pero resguardadas de la acción directa del oleaje oceánico.

*Estero*. Cuerpo de agua formado en un estrecho canal natural o en antiguos brazos deltaicos cegados, en sus aguas se alternan períodos de estancamiento y de circulación, de acuerdo con el ciclo diario o estacional de las mareas y en relación con la magnitud y penetración de las corrientes de mareas sobre el canal, lo que origina que sus aguas presenten salinidad variable. Generalmente los esteros forman vías de comunicación entre los depósitos de un sistema fluvio-marino.

*Marisma o pantano marino*. Queda formado por la parte baja y pantanosa del litoral directamente afectado por las mareas; se desarrolla en la llanura de intermareas, bordeando lagunas, barras, deltas y, en ocasiones, en costas bajas arenosas o áreas de agradación; sus sedimentos se identifican con las partículas de grano más fino del sistema que pueden ser arena, limoarcilla o pura arcilla. Esta zona se ve sujeta a gran variedad de condiciones impartida por el ciclo diario y estacional de las mareas con los consiguientes cambios de temperatura, humedad y salinidad. El rasgo distintivo de una marisma es la vegetación, en los trópicos está constituida por mangle o praderas de plantas hidrófilas.

De los depósitos especiales que obedecen a propiedades extraordinarias de carácter zonal y extrazonal, como son los cuerpos de agua en cráteres volcánicos, dolinas y poljes en el relieve kárstico, los lagos o lagunas saladas de zonas áridas o desérticas, los depósitos de agua que



## CLASIFICACIÓN DE LOS MEDIOS LACUSTRES

137

posean condiciones químicas extremas, los polares, tropicales, etc., se sabe muy poco, al menos de los que corresponden a México, razón por la cual no es posible tener idea completa sobre sus características fundamentales, motivo por el cual serán objeto de otros estudios posteriores. En cuanto a los depósitos artificiales, bien pueden entrar con algunas modificaciones y variantes en la clasificación que, de acuerdo con la opinión de Robles Ramos y Arellano y Rojas (1956), podrían tener el siguiente orden: lagos-presa, lagunas-presas, lagunetas-presas o bordos,

Es necesario señalar que cada depósito de agua tendrá modalidades propias que no responden enteramente a todas las características típicas y, por tanto, no podrá elaborarse un modelo totalmente ideal que permita extrapolar todas las conclusiones expuestas en los conceptos, para aplicarlas a todas las situaciones del ámbito lacustre y lagunal.

## 6. BIBLIOGRAFÍA

- Arellano, Marcos y Rojas, Paulino. Aves acuáticas migratorias en México, Instituto Mexicano de Recursos Naturales Renovables, A. C., México, D. F., 1956.
- Birou, P. "Las depresiones cerradas, lagos y pantanos", en *Geografía Física General*, Editorial Vicens-Vives, 2a. edición, 1972.
- Catalán Lafuente. Química del agua, Editorial Blume, Madrid, España, 1969.
- Hutchinson, Evelyn. *Treatise on Limnology (Geography, Physics and Chemistry)*, John Wiley, New York, 1957.
- Kudritskii, D. M.; Popov, L. V. y Romanova, E. A. "Basic principles of marsh interpretation", en *Hydrographic interpretation of aerial photographs*, trad. del ruso, edit. A. P. Domanitskii, Main Administration of the Hydrometeorological Service of the Council of Ministers of the USSR, State Hydrological Institute, Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1966, Leníngrado, 1956.
- Odum, Eugene. *Ecología*, Editorial Interamericana, México, D. F., 1972.
- Phleger, Fred. "Some general features of coastal lagoons", en *Lagunas Costeras*, Memorias del Simposio Internacional de Lagunas Costeras, pp. 5-26, UNAM-UNESCO, Editores Ayala Castañares y Phleger Fred, México, D. F., 1969.
- Ringuelet, Raúl. *Ecología acuática continental*, Editorial Eudeba, Buenos Aires, Argentina, 1962.
- Sevilla, María Luisa. "Aspectos hidrobiológicos a considerar en todo intento de incremento de especies acuáticas", *Boletín de Piscicultura Rural*, Instituto Nacional de Investigaciones Biológico-Pesqueras, Dirección General de Pesca

e Industrias Conexas, Secretaría de Industria y Comercio. Vol. XIII, pp. 3-24, México, D. F., 1963.

Welch, P. Limnology, McGraw-Hill, New York, 1935.

Zumberge, James H. y Ayers, John C. "Hidrology of lakes and swamps", en Handbook of Applied Hidrology section 23, pp. 1-33, Edit. Chow Ven Te. McGraw-Hill, New York, 1964.

## ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO DEL GLACIS DE BUENAVISTA, ESTADO DE MORELOS

Por *Mario Arturo Ortiz Pérez*.\*

### RESUMEN

Se intenta explicar, mediante los cambios climáticos del cuaternario y con base en los principales rasgos geomorfológicos, el desarrollo evolutivo del glacis.

### SUMMARY

An attempt to explain the development and evolution of the glacis is given on the basis of the main geomorphological characteristics linked to climatic changes during the quaternary.

### INTRODUCCIÓN

Los glacis son formas del relieve, típicos de las regiones áridas o semiáridas y resultado de los procesos erosivos de los relieves montañosos colindantes; su modelado es ocasionado por una serie de procesos geomórficos cuyas condiciones específicas, aún no bien conocidas, impiden una interpretación cabal de los mecanismos que se desarrollan en este tipo de relieve.

Por su amplia distribución en el territorio de México y dada la dimensión de las áreas que ocupan, su conocimiento llega a ser muy importante, puesto que de éste se derivan conclusiones susceptibles de ser aprovechadas, ya que pueden contribuir al entendimiento del uso actual y potencial de los recursos en estas áreas, para el mejor aprovechamiento y conservación de ellos.

De acuerdo con las características de los glacis en general, y las del glacis de Buenavis-

ta en particular, el programa de investigación tiene el propósito de lograr los objetivos siguientes:

— Conocer los elementos geomórficos que componen la superficie del glacis, de acuerdo con los principales procesos que los caracterizan.

— Conocer los cambios de adaptación y readaptación del drenaje, como resultado de las condiciones creadas en el desarrollo morfogenético del glacis.

— Establecer las relaciones de contacto que caracterizan el enlace entre el glacis y los relieves que lo bordean.

— Inferir los fenómenos que han afectado el desarrollo del glacis, por cambios climáticos y movimientos tectónicos.

### ANTECEDENTES

Hasta el presente, en México no se conocen estudios geomorfológicos de esta índole, razón

\* Investigador del Instituto de Geografía de la UNAM.

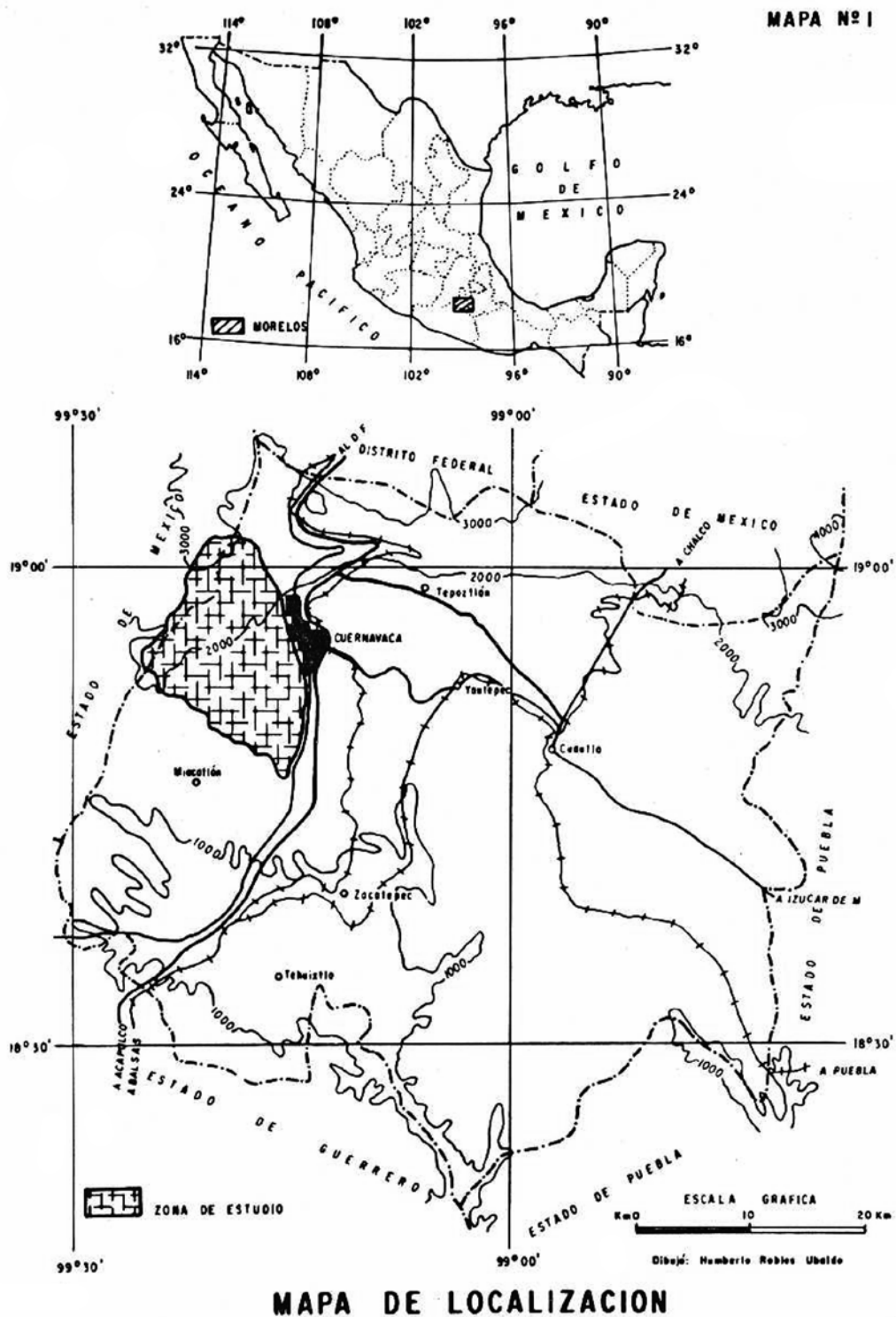


FIG. 1. Mapa que ilustra la ubicación del área en estudio.

por la cual se consultaron textos y artículos relacionados con el tema en general, así como los estudios geológicos realizados del área en cuestión, que se comentan a continuación.

Ordóñez (1937) describió en forma detallada la génesis, estructura y litología de las capas de la barranca del Salto de San Antón, Morelos. Posteriormente Fries (1960) reconoció y cartografió unidades formales estratigráficas y registró los principales eventos tectónicos y rasgos estructurales del área. Este autor reconoció la morfología del glacis llamándola "pediment", e hizo referencia a ella tratándola desde el punto de vista geológico.

## ÁREA EN ESTUDIO

El área en estudio se encuentra ubicada en la porción noroccidental del estado de Morelos, incluyendo, además, una estrecha franja de la parte sureste del estado de México (fig. 1); sus coordenadas extremas son: al norte, el paralelo 19°02', al sur el paralelo 18°46' de latitud Norte; hacia el oeste el meridiano 99°24'30" y al este el meridiano 99°13' longitud Oeste.

Esta zona se sitúa dentro de la depresión del Balsas y ocupa una superficie aproximada de 331 Km<sup>2</sup>. Su borde septentrional queda limitado por la vertiente sur de la Sierra Volcánica Transversal, a la altura de la sierra de Zempoala (parque nacional de las lagunas de Zempoala), cuyas cumbres se elevan a más de 3 000 metros sobre el nivel del mar. Su límite occidental está constituido por el eje orográfico de dirección NE-SW, conocido como la sierra de Tejaltepec, la cual alcanza altitudes superiores a los 2 000 metros. A esta sierra se le une en su extremo sur la sierra de Xochicalco, que constituye el borde meridional de la zona en estudio, cuyas eminencias no sobrepasan los 1 600 metros de altitud. Al oriente queda delimitado por el notable derrame lávico conocido como la Mesa de la Gloria, por la ciudad de Cuernavaca y por el río Apatlaco o Cuernavaca.

## MARCO GEOLÓGICO

En el área en estudio afloran rocas ígneas intrusivas, extrusivas y sedimentarias (fig. 2).

Las rocas más antiguas corresponden a la sierra de Xochicalco, formadas casi exclusivamente de una sucesión de capas calizas y dolomitas interstratificadas localmente. Fries (1960, pp. 120-125) identifica a esta unidad como del cretácico y reconoce en ella a las formaciones Xochicalco, Morelos y Cuautla.

Para el sistema del terciario medio, Fries (1960, pp. 108-113) describe y cartografía como del oligoceno-mioceno los depósitos detríticos que yacen en la porción noroccidental del área en cuestión, como Formación Tepoztlán cuya composición básica es de andesita. Suprayaciendo a esta unidad está la andesita Zempoala del mioceno superior y plioceno inferior, cuyas rocas se exponen por toda la porción septentrional de la zona; la unidad consiste en potentes derrames de lava, brechas y tobos de composición andesítica.

El glacis está constituido en su totalidad por la Formación Cuernavaca, denominada así por Fries (1960, pp. 120-125), cuya edad probable es del plioceno superior y que, seguramente, alcanza hasta el reciente. Esta unidad consiste fundamentalmente en extensos y gruesos bancos conglomeráticos, depositados en capas de espesor variable; de uno a varios metros. Los materiales que la constituyen son de origen volcánico de tipo andesítico predominantemente. Gran parte del material se encuentra mal clasificado, el tamaño de los fragmentos comprende guijas, guijarros, cantos y bloques; de estos últimos existen los que sobrepasan un metro de diámetro. La mayoría de los agregados clásticos se encuentran emplazados en una escasa matriz de arena y limo principalmente. Los clastos suelen tener grados variables de redondez, aunque denotan ligero predominio los de tipo subanguloso. Los componentes que forman algunas de las capas superiores que se localizan al norte, ya muy cercanos al pie de las montañas, constan de material tobáceo fino, mientras en el centro del glacis y en las cercanías de la ciudad de Cuernavaca los depósitos se alternan o se mezclan con detritos y materiales volcanoclásticos que sugieren una ocurrencia en forma de corrientes de lodos volcánicos, Ordóñez (1937, p. 14). Localmente se encuentran derrames lávicos de tipo basáltico intercalados en la formación. Hacia el sur, en la zona terminal del

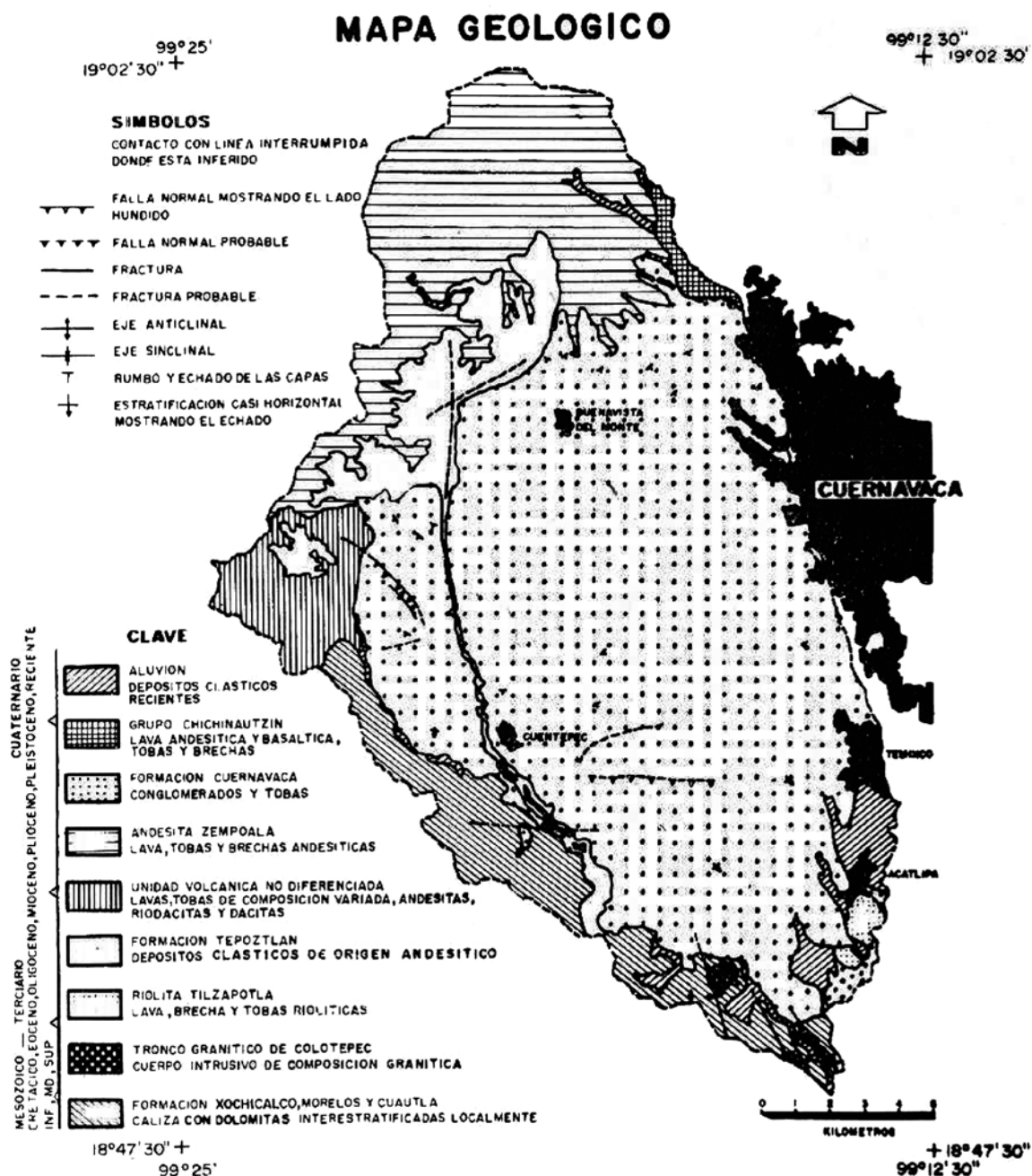


FIG. 2. Mapa formado con la cartografía geológica de Fries (1960), complementado con algunas observaciones de campo, para el sector occidental.

glacis hay ya cierta clasificación del material en las capas de algunos depósitos; la estratificación pasa a ser más delgada, las capas ocasionalmente sobrepasan un metro de espesor, variando la mayoría entre 10 y 15 cms; con

partículas, de tamaño más homogéneo en su calibre, consistentes en conglomerados de grano fino, gravas y arenas gruesas, aunque en algunas capas persisten aún bloques grandes. Los depósitos se caracterizan por ser deleznable y

poco consolidados; en éstos suelen encontrarse capas que denotan estructuras primarias con formas de estratificación cruzada que ponen en evidencia la acción clasificadora del agua.

Sobreyaciendo a la Formación Cuernavaca se encuentran las rocas del grupo Chichinautzin; esta unidad delimita al glacis por todo su flanco oriental y consiste en corrientes lávicas, brechas y tobas de composición andesítica y basáltica. También cabe hacer mención de otras unidades menores, tales como algunos afloramientos de la sierra de Tejaltepec, que se ubica bordeando la parte más occidental del glacis y que consiste en material volcanoclástico con horizontes de lavas de composición variada, andesitas, riocacitas y dacitas. Otras unidades dignas de mención son el tronco granítico de Colotepec que intrusióna a la Formación Xochicalco y a pequeños afloramientos de la riolita Tlzapotla al sureste de la zona en cuestión; todos se encuentran limitando al glacis pero no intervienen de manera preponderante en la historia geológica del mismo.

## EL COMPLEJO GEOMÓRFICO

El glacis de Buenavista se forma al pie de las montañas, como producto de la acumulación de sedimentos procedentes de la denudación de relieves montañosos expuestos a la erosión. Por tanto, como paso esencial y preliminar es necesario examinar la morfología de los macizos montañosos expuestos a la degradación, los cuales nos darán la clave para conocer el modo o la forma de ocurrencia del glacis.

En el caso de Buenavista el macizo montañoso queda comprendido dentro de la orografía de la sierra de Zempoala. Esta unidad se caracteriza por ser la parte de mayor altitud en la zona en estudio, cuyas principales cumbres rebasan los 3 000 m.s.n.m.; está constituida en su mayor parte por materiales volcánicos de tipo andesítico, pero hoy en día sus edificios o focos de emisión y estructuras originales son casi imposibles de distinguir. Los mecanismos morfoclimáticos posteriores al volcanismo del plioceno superior y los procesos erosivos implícitos en este lapso se han encargado de generar una nueva geomorfología que ha borrado toda expresión topográfica original. Actualmente su dominio morfoclimático se expresa en el

medio por los procesos característicos de zonas templadas y en un clima que, de acuerdo con la clasificación climática de Köpen, modificada por García (1973), corresponde al C(w<sub>2</sub>)(w)b(i'), o sea, templado, el más húmedo de los climas subhúmedos, con lluvias en verano pero con un porcentaje de lluvia invernal menor a 5 de la anual; de verano fresco y largo, la temperatura media del mes más caliente entre 6.5°C y 22°C, con poca oscilación térmica, entre 5° y 7°C. La precipitación anual es de aproximadamente 1 200 mm. La condición climática permite la vegetación arbórea, formada por una densa cobertura forestal con bosques de oyameles y pinos; a medida que se desciende en altitud se desarrolla un bosque de encinos con gran variedad de especies y abundante vegetación arbustiva. Los suelos y la cubierta forestal persisten aun sobre vertientes de mayor pendiente, entre 30° y 40° y hasta una altitud de 1 900 m.s.n.m.

## MÓDELADO DE VERTIENTES

Actualmente los interfluvios se encuentran limitados por una red de valles en forma de V; en la parte alta de la montaña, entre 2 500 y 3 000 m.s.n.m., la amplitud de relieve entre el talweg y la cresta del interfluvio supera en ocasiones los 500 metros de desnivel aunque, generalmente, la amplitud varía entre los 300 y 500 metros; en cambio, en la parte de la montaña situada entre 2 000 y 2 500 m.s.n.m., el desnivel suele ser de 200 a 300 metros.

Esta fuerte disección del relieve da lugar a vertientes abruptas, con pendientes entre 30° y 40°, pero a pesar del fuerte gradiente, las vertientes se conservan en un relativo estado de equilibrio, pues en ellas no existen procesos de abarrancamiento ni se presentan problemas de inestabilidad o asentamientos. En la base de las vertientes no hay depósitos coluviales que permitan suponer algún transporte fuerte de material; en ellas sólo se verifica una incipiente escorrentía difusa que es menguada por la carpeta de hojarasca y el estrato herbáceo. El escurrimiento concentrado y su trabajo en la erosión lineal queda limitado al lecho de los talweg.

En determinadas ocasiones, por la intensidad de las acciones hídricas provocadas por los

fuertes aguaceros, tiene lugar el fenómeno de remoción en masa, que se lleva a cabo localmente en los flancos abruptos de las vertientes. Este proceso se identifica en el campo por estrechos y largos lóbulos de deslizamiento cuyo material es arrastrado hasta los valles; en el corredor de los lóbulos con frecuencia se distinguen estructuras de flujo que demuestran ser muy recientes, pues aún no se instaure la vegetación y los depósitos contienen todavía los troncos de los árboles arrancados en el momento del deslizamiento. Dichas características corresponden, según la clasificación de Zaruba y Mencl (1969, pp. 54-58), a movimientos posicionales superficiales formados por el flujo de tierras y escombros. El fenómeno es posible de ocurrir cuando el suelo de las pendientes queda saturado con agua, entonces puede suceder que la fricción interna o intergranular y la cohesión se reduzcan a cero y, por tanto, el material sólido se comporte como líquido (licuefacción). Si bien este proceso reviste características espectaculares, no deja de ser un proceso accesorio, ya que actúa localmente y de manera esporádica; además de este proceso, con frecuencia se observan evidencias locales de reptación.

Como anteriormente se mencionó, las condiciones climáticas y de vegetación que se presentan aquí son semejantes al medio forestal de latitudes medias, descritas por Tricart y Cailleux (1972, pp. 240-244) en su división morfoclimática. Corresponden a este dominio los procesos que sólo retocan el modelado, ya que su acción es moderada y limitada por impedimento de la biostasia (Viers 1974, p. 80); por tanto, los factores del clima propician una activa pedogénesis y aseguran una cubierta vegetal continua que protege a las vertientes, permitiendo, seguramente, el dominio del intemperismo químico y biológico; sin embargo, el proceso de alteración debe quedar restringido hasta cierto punto, debido a las bajas temperaturas de invierno y al carácter altitudinal de la zona, que viene a moderar la intensidad de las acciones químicas o biológicas.

Al confrontar y comparar los mecanismos morfoclimáticos que dirigen la acción de los procesos con la expresión actual del relieve, vemos que no se relacionan, o bien no concuerdan, pues el modelado, como ya se men-

cionó, se encuentra profundamente disecado; se observa, entonces, que no hay correspondencia con los procesos vigentes, ya que éstos no modifican de manera sensible la morfología debido a que la densa vegetación, los suelos y el carácter climático oponen fuerte resistencia a los procesos mecánicos. Estos elementos de juicio testimonian que el relieve es función de otro sistema de erosión precedente al actual; o sea que, se trata de un modelado relicto generado en épocas pasadas y adaptado a las condiciones morfoclimáticas presentes.

## MODIFICACIONES MORFOCLIMÁTICAS

La conversión del dominio morfoclimático tiene que verificarse a partir de una fuerte crisis climática que ocurre en las épocas glaciales del cuaternario.

En apoyo a esta conclusión, se recurre a los trabajos de Lorenzo (1969) y Heine (1973). Con el último periodo glacial (Wisconsin) también se cubren de glaciares las altas montañas de México y entre ellas el Ajusco que, según Lorenzo (1969, p. 20), "Tiene claras huellas de haber estado cubierto de hielo durante el pleistoceno final". Heine (1973, pp. 51-56) registra varias etapas glaciales en la Sierra Nevada y el volcán de La Malinche; sobre este último verifica el nivel límite inferior de las nieves perpetuas, para esa época, a los 3 400 y 3 600 m.s.n.m. y encuentra morrenas terminales de antiguos valles glaciales entre 2 900 y 3 400 m.s.n.m., además observa fenómenos periglaciares hasta 2 700 m.s.n.m.; los datos tomados corresponden sólo a una etapa que Heine (1973, p. 51) denomina MIII y en ella reconoce dos avances glaciales acompañados por "periodos fríos y húmedos que ocurren entre 10 000 y 9 000 años antes de nuestros días, separados por un periodo más cálido y seco". Heine hace otras tantas observaciones en el lado este de la Sierra Nevada y correlaciona sus registros entre sí y con los de White, citado por el mismo Heine, para el lado oeste del Iztaccíhuatl, concordando perfectamente todas las etapas y avances glaciales. La altura absoluta de las morrenas terminales de las distintas glaciaciones y de las tres diferentes localidades se presentan con niveles de altura semejante y sólo en pocos casos



difieren entre sí, por decenas de metros. Heine consigna, además, otras dos glaciaciones anteriores a la ya referida, en las cuales los glaciares llegaron a niveles más bajos, así como a otras dos posteriores, más recientes. Ante estas evidencias, el mismo Heine (1973, p. 53), asienta que "permiten, además, llegar a una correlación que se puede trasladar a los otros volcanes. Ahí desempeña un especial papel la altura absoluta de las morrenas terminales de las distintas glaciaciones: se presentan en todos los macizos montañosos, aproximadamente a la misma altura".

El hecho de que la sierra de Zempoala que nos ocupa en este estudio forme parte de las estribaciones meridionales del Ajusco y a que alcance alturas muy superiores a los 3 000 m.s.n.m., hace pensar en condiciones glaciales o, al menos, en un acondicionamiento periglacial. Las evidencias concretas de fenómenos periglaciales son difíciles de encontrar; como se ha dicho, el paisaje está adaptado a una nueva condición de biotasia en la que los suelos profundos y la densa vegetación enmascaran y alteran muchas de las formas elementales de los fenómenos periglaciales. Aunque no puede decirse lo mismo de las estructuras mayores y más complejas que se localizan en la región de las lagunas de Zempoala, muy a menudo se observa que algunos cauces fluviales no son proporcionales al tamaño de los valles que ocupan; éstos se muestran muy amplios desde su cabecera y sus costados o vertientes se presentan con paredes casi verticales o taludes muy pronunciados; donde hay afloramientos en ocasiones la roca muestra rasgos de entallamiento, los valles tienen forma de U y son de fondo plano; por último, algunos de ellos se disponen y confluyen a otros valles con un nivel de altura mayor, o sea, como valles suspendidos o colgados; a veces la relación entre dichos valles no es muy evidente debido a que los derrames de lava recientes se emplazaron sobre estos amplios valles. Con esto no se quiere afirmar que se trate de valles fluvio-glaciares, pero sí tener presente esta consideración, ya que la condición de desproporción tan amplia que guardan los valles puede ser resultado de un cambio climático a condiciones menos frías, con la consecuente fusión de los hielos en los valles.

Ya en el dominio periglacial el modelado se ve sujeto a un sistema de erosión en el que la acción de los hielos juega el papel principal y la alteración de las rocas originada por los repetidos y continuos efectos del proceso de congelación y descongelación dieron lugar a una fuerte gelifración. Este proceso fue, además, propiciado por otros factores: en primer lugar la naturaleza de los materiales volcánicos, ya que la permeabilidad y porosidad de la roca la ponen frente a este proceso en una aptitud muy favorable a la fragmentación. El otro factor es la abundancia de agua o humedad que propicia el proceso de gelifración; según Heine (1973, p. 54), hubo un aumento de las precipitaciones en los periodos de máxima glaciación. Junto al proceso elemental de la gelifración no pudo faltar el de soliflucción en el deshielo, este proceso y los derrubios de gravedad debieron provocar la remoción de los derrubios en las vertientes, rellenando, así, depresiones y valles de la zona montañosa. En esta forma, los procesos mencionados prepararon el material que dio lugar al estado clástico previo a la posterior evacuación, pues el aire frío del medio periglacial no contiene suficiente humedad como para provocar tormentas o precipitaciones violentas, lo bastante intensas, que originen flujos hídricos de importancia que permitan remover o arrastrar la mayoría de los sedimentos de clastos gruesos.

La importancia del proceso de gelifración es vital, porque de él se derivan los derrubios que forman el glacis, sólo así se explica la fuente de sedimentos tan potentes generados en un área que, siendo relativamente pequeña, dio lugar a un glacis tan amplio. No en vano Ordóñez (1937, p. 14), de acuerdo con las opiniones de Prister (1927, pp. 1-13) y refiriéndose a los materiales del glacis, sugirió que, "algunas capas representaban detritos glaciofluviales originados por el deshielo en la serranía situada al norte del cerro de Zempoala". Fries (1960, p. 123) no está de acuerdo con dichos autores, argumentando la falta de evidencia de la existencia de glaciares y que el material no tiene estrías. Es probable que este investigador sólo pensara en una morfología glaciar, dados sus razonamientos, pasando por alto el condicionamiento del me-



FIG. 3. Fotomosaico que ilustra la forma general del glacis, el trazo punteado marca su límite.

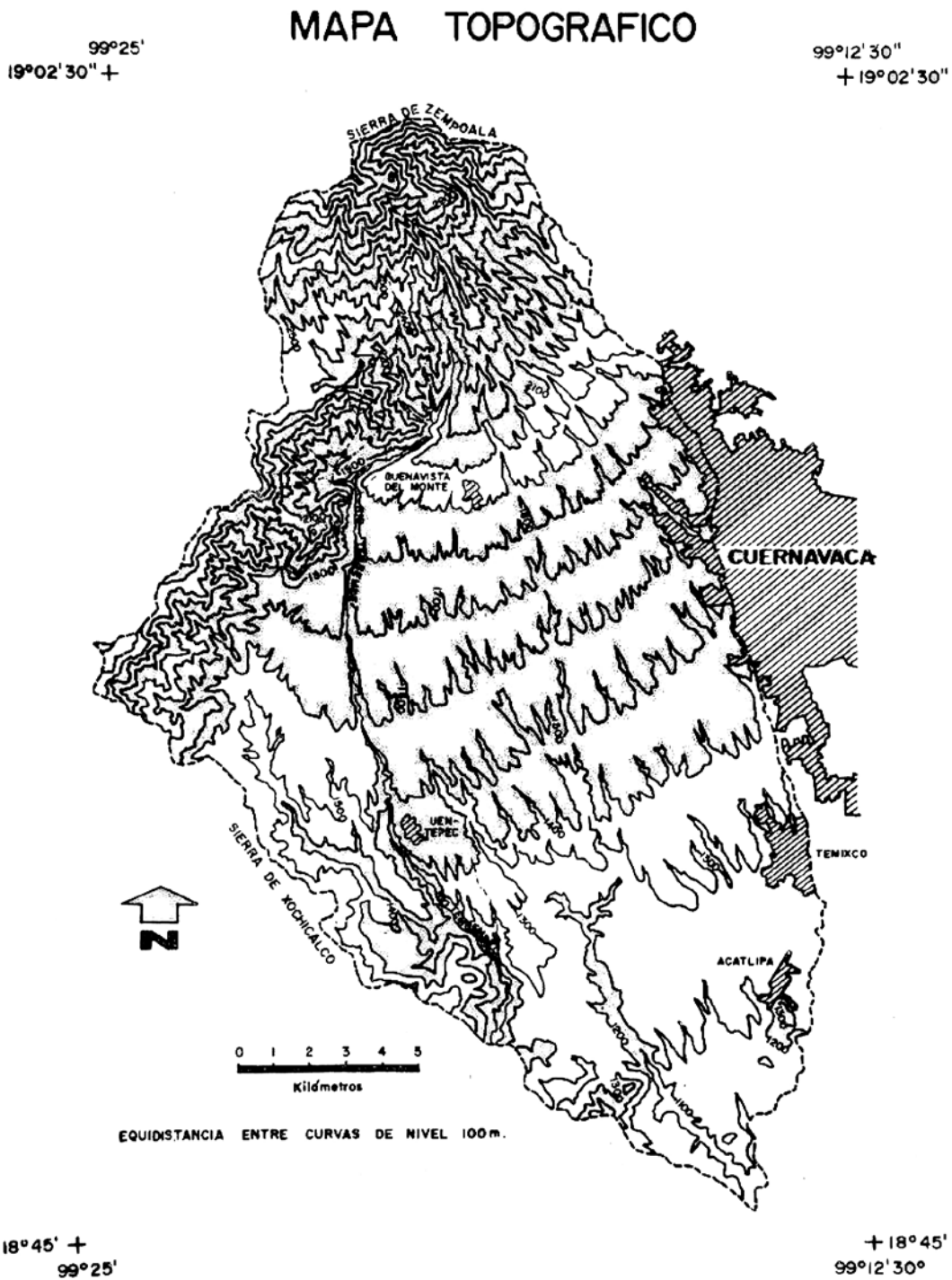


FIG. 4. La configuración y densidad de curvas de nivel delimitan de manera muy clara la morfología del glacis de los relieves adyacentes.

dio periglaciario, sin advertir los rasgos glaciales que muestran algunos valles de la región de Zempoala, por concentrar su atención en el vulcanismo reciente. La segunda objeción de Fries (1960, p. 124) es referente a la edad de la Formación Cuernavaca (unidad litoestratigráfica componente del glacis) dada por él como del plioceno superior al pleistoceno inferior, aunque admitiendo que, los límites de edad no pueden establecerse en forma definitiva, puesto que todas sus relaciones de contacto se encuentran discordantes; o sea, supone que el glacis ya estaba formado antes de la llegada de las fases glaciales, opinión que es imposible aceptar ya que durante todo el resto del pleistoceno y el holoceno, el glacis permanecería solo erosionándose, sin ser afectado por los cambios morfoclimáticos del cuaternario. La prueba concluyente es que el glacis guarda localmente interestratificaciones lávicas recientes que atestiguan un vulcanismo contemporáneo a la formación final del glacis. De acuerdo con el análisis petrográfico, estas lavas consisten en basalto de olivino iguales a las del ciclo volcánico más reciente, que pueden considerarse como equivalentes, tanto en edad como en composición, a las del grupo Chichinautzin, pudiendo, incluso, formar parte de este grupo.

## EL GLACIS

### Descripción general

La designación de glacis de Buenavista, propuesta aquí, se tomó del nombre del poblado Buenavista del Monte que se ubica en la porción central del mismo.

El glacis se extiende radialmente y en forma de un amplio abanico, a partir de su vértice o centro común que se localiza, en el plano axial del mismo, a una altura de 2 200 m.s.n.m. Dicho centro constituye el ápice principal del glacis (fig. 3 y 4). Actualmente las relaciones de contacto entre el glacis y el relieve volcánico contiguo son muy transicionales, debido principalmente a la presencia de materiales tobáceos recientes y poco potentes que cubren indistintamente tanto las capas superficiales del glacis en su porción superior, como a la

estructura volcánica montañosa en su parte inferior. De cualquier manera, el contacto así diferido es sinuoso, con numerosas entrantes a manera de golfos que se prolongan sobre las antiguas rocas volcánicas y entre ellas. Estas relaciones de contacto ponen de manifiesto una erosión regresiva muy intensa sobre los materiales del glacis, pues las entrantes se presentan sólo en los interfluvios y las salientes únicamente en el curso de los valles. La erosión remontante demuestra que el glacis es una forma relictiva en la cual han cesado todos los procesos que la formaron y, por eso, se le debe considerar como un glacis en erosión.

La parte media del glacis se encuentra limitada al poniente por las estribaciones de la sierra de Tejaltepec; al oriente llega hasta la propia ciudad de Cuernavaca. Gran parte de esta ciudad está emplazada dentro de la parte media del glacis, pero, dada la presencia de la zona urbana, se restringió el área en estudio hasta la corriente del Tecolote, en donde tiene lugar el salto de agua de San Antón. La extensión original del glacis fue todavía mucho mayor, ya que sus puntos extremos por el oriente llegaban al valle de Jiutepec, es decir, unos tres kilómetros más al sureste de la ciudad de Cuernavaca, pero pierde aproximadamente un tercio de su superficie original al quedar sepultado por los derrames de lava basáltica más reciente, producto de la erupción de varios cráteres pequeños del Grupo Chichinautzin que se localizan sobre el valle de Jiutepec.

La parte terminal o inferior del glacis está limitada en todo su flanco meridional por la vertiente septentrional de la sierra de Xochicalco, misma que le sirve de barrera natural permitiendo la represa de los sedimentos del glacis e impidiendo su crecimiento y progreso hacia el sur (Fig. 4), en tal forma que carece del esquema clásico de los glacis en los que se reconocen las playas y bajadas.

Los rasgos estructurales más notables del glacis, de norte a sur y, respectivamente, en la parte superior e inferior del mismo son los siguientes: la pendiente llega a sólo entre 8° y 5° en la porción del glacis más cercana al pie del relieve montañoso, para luego decrecer en proporción progresiva hasta 1° en la parte inferior o final. Generalmente las capas del

glacis se inclinan con igual valor que el gradiente de las pendientes predominando, de este modo, un echado hacia el sur.

La disposición paralela entre la estructura y la pendiente del glacis, y la continuidad de esta relación hasta la porción final, permiten deducir que el vigor o energía de los procesos se realizó con un nivel o valor más o menos semejante e igual para toda su trayectoria, porque de no ser así se hubiera perdido cuando menos parte de esta disposición; tal vez esta sea una de las razones para entender la noción de pendiente límite que guardan todos los glacis y pedimentos del mundo; por otra parte, se deduce que la neotectónica no ha afectado en forma profunda la morfología del glacis.

Otro elemento de análisis en la descripción del paisaje lo constituye el clima en el cual, de acuerdo con las cartas climáticas de la Comisión de Estudios del Territorio Nacional y con base en las modificaciones hechas por García (1973) a la clasificación climática de Köppen, la distribución climática sobre el glacis, de norte a sur, es la siguiente: en la porción superior o norte, desde los 1 700 m.s.n.m. hasta una altura aproximada de 2 500 m.s.n.m. se presenta el clima (A)C(w<sub>2</sub>)(w)ig, es decir, semicálido, el más cálido de los climas templados, con temperatura media anual mayor de 18°C y la del mes más frío menor de 18°C; es el más húmedo de los subhúmedos con lluvias en verano, tiene un porcentaje de lluvia invernal menor de 5 de la total anual, isothermal con oscilación térmica menor de 5°C y, debido a que el mes más caliente se presenta antes del solsticio de verano, la marcha de la temperatura es de tipo ganges.

En la porción media del glacis el clima es (A)C(w<sub>1</sub>'')(w)ig, muy semejante al anterior, sólo que aquí la humedad es un poco menor y, además, se registra sequía intraestival, o sea una disminución en la lluvia durante el vera-

no. Para mayores detalles del clima de esta zona consultar a Juárezgui (1961).

Sobre la porción inferior o sur del glacis y entre los 1 000 y 1 450 m.s.n.m. el clima es más seco aún, Aw''(w) (i')g, que es el más seco de los cálidos subhúmedos con lluvias en verano, con un porcentaje de lluvia invernal menor a 5 de la total anual, con poca oscilación térmica, entre 5° y 7°C, y con marcha de la temperatura tipo ganges.

El hecho de que el área se localice en una zona de transición entre los climas cálidos secos y los templados subhúmedos de la montaña, hace que se vea afectada por profundos y bruscos cambios que se reflejan en la vegetación. Por eso, la parte superior del glacis que se encuentra al pie de las montañas está cubierta por una vegetación arbórea que se interrumpe hasta una altura de aproximadamente 1 900 m.s.n.m.; fuera de esta superficie el resto del glacis se encuentra totalmente desprovisto de la cubierta forestal, con excepción de los bosques de galería que prosperan a lo largo y en el fondo de las barrancas, favorecidos por la mayor humedad; fuera de los valles o barrancas dominan los pastizales. De este modo la vegetación del glacis ofrece notables diferencias que contrastan con la vegetación de la unidad geomórfica de las montañas en la que los elementos y factores del clima permiten una exuberante vegetación arbórea.

#### ELEMENTOS DEL MODELADO

Sobre la superficie inclinada del glacis dominan, a primera vista, los dos elementos básicos o primarios del modelado: interfluvios y barrancas.

Los interfluvios son simétricos y anchos, el plano axial coincide con los puntos más altos del interfluvio, en los cuales no se distinguen crestas o aristas, ya que el partecguas tiene lugar en una superficie de terreno plano, de

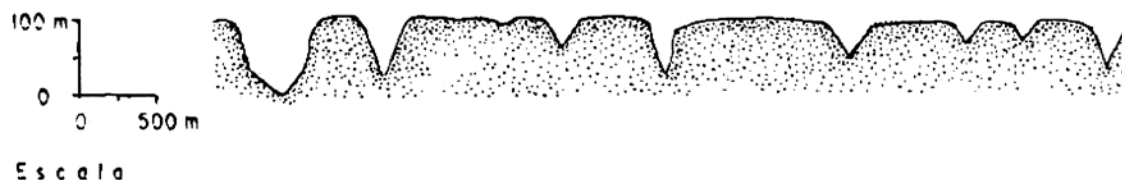


FIG. 5. Diagrama que muestra una fracción de un perfil transversal en la llanura del glacis.

tal modo que no existe una distinción entre los interfluvios. A medida que se aleja la insensible divisoria de aguas, las vertientes adquieren por corto trecho una forma ligeramente convexa que se interrumpe bruscamente en una ruptura de pendiente formada por el borde o la orilla del cauce, en la ribera alta de las barrancas, como producto de la disección del glacis por la erosión lineal de las corrientes (Fig. 5).

Esta sencilla expresión geométrica del relieve se encuentra sujeta a la acción de dos procesos dominantes, la escorrentía difusa o laminar, y el escurrimiento concentrado.

La escorrentía laminar y su trabajo de lavado en mantos tiene lugar en todas las vertientes convexas de los interfluvios, de esta manera el flujo de la lámina de agua de las partes altas de los interfluvios se extiende radial o lateralmente a medida que corre cuesta abajo. Cuando el flujo de la escorrentía reconoce como nivel de base transicional las rupturas de pendiente en las barrancas, se forman abajo de estos desniveles pequeños surcos por la unión de varios hilos de agua, y el flujo es encauzado en talwegs elementales que marcan el principio de los procesos de la erosión lineal que tiene lugar única y exclusivamente en valles y barrancas.

Para conocer las causas y tener un entendimiento cabal del modelado actual es necesario volver la vista hacia el pasado, pues no hay que olvidar que los procesos actuales están adaptados a una morfología ya elaborada, pero condicionada al dominio morfoclimático actual; así, pues, la morfología heredada del glacis no es sino el residuo del modelado originado por los sistemas geomorfogenéticos precedentes.

## EVOLUCIÓN DEL GLACIS

Es probable que el glacis comience a formarse al finalizar el ciclo volcánico del plioceno superior, para continuar en el transcurso del pleistoceno en el que se alternan pasajes de una evolución dominada por la alternancia de fases glaciales e interglaciales, secuencias en las que el glacis fue afectado por episodios de sedimentación y degradación.

Solamente la última etapa glacial de las diversas que tiene la gran glaciación del Wiscon-

sin, deja señales suficientes que permiten deducir parte del desarrollo evolutivo del glacis.

Con la última retirada de los glaciares se presenta un fuerte cambio climático, caracterizado por condiciones cálidas y secas, que ocurrió hace unos 9 000 años, Heine (1973, p. 56). Es muy probable que a partir de este cambio, que conduce a un proceso de desertización, tenga lugar la remoción de los abundantes derrubios aislados en las altas montañas como producto o herencia del sistema de erosión periglacial. De esta manera, y con una potente fuente de sedimentos, se renuevan las acciones que dan lugar al progreso y crecimiento del glacis, ya que la nueva condición de aridez lo ponen en un medio muy propicio para su desarrollo.

Las consecuencias derivadas de las modificaciones climáticas se reflejan principalmente en la hidrodinámica fluvial, al modificarse el régimen hidrológico de los escurrimientos. Al disminuir las precipitaciones las corrientes pierden parte de su capacidad de transporte, por tanto, los sedimentos sólo son evacuados en las crecidas. Durante el breve lapso de las avenidas que involucran un alto poder de carga, los escurrimientos torrenciales evacúan los sedimentos, socavan y ahondan el fondo de los cauces fluviales, hechos que explican en buena parte la fuerte disección del relieve en la unidad geomórfica de la montaña en donde domina el sistema de erosión lineal.

En el glacis el violento flujo de la onda de crecida cesa o pierde velocidad al llegar a la explanada del mismo debido al bajo gradiente de la pendiente, lo que trae como consecuencia una pérdida de la capacidad de transporte, por lo que los detritos son abandonados. La pérdida del poder de transporte es ayudada, además, por la diseminación del escurrimiento; cuando las corrientes en forma de avenida abandonan la montaña y entran en la zona de terreno plano del glacis, se despliegan en una multitud de pequeños cauces divagantes y anastomosados; en esta forma la depositación del material no se concentra en un lugar, sino se extiende en forma de amplio abanico; esta división del escurrimiento en una red de distributarios implica una pérdida en el nivel de energía, con la consecuente depositación de materiales. Una vez que

pasa la repentina cresta de crecida disminuye el ímpetu de las aguas corrientes y, como están sobresaturadas de una fuerte carga de fango y clásticos, los torrentes se hacen tan densos que no disponen de energía para proseguir socavando y formar sus cauces; entonces precipitan su carga obliterando sus propios lechos con los mismos sedimentos. Cuesta abajo la escorrentía disminuye o pierde su caudal por infiltración, arrastre de sedimentos, diseminación del agua, obstáculos o vegetación, evaporación etc. Semejante a este proceso, pero de mayor eficacia, es el que se efectúa durante el flujo máximo de la avenida; como la mayor parte de ésta no es encauzada se desborda fuera de sus canales o lo hace desde la salida, en la garganta del valle o desagüe; desplegándose radialmente en un manto de crecida, la superficie inundada se cubre de un delgado manto de agua que corre erosionando o transportando sedimentos finos que entallan o desgastan la superficie del glacis; de esta manera el escurrimiento mantiforme y su trabajo de lavado en mantos se manifiesta como principal agente de los procesos de nivelación o aplanamiento.

#### DESARROLLO Y EXPANSIÓN DEL GLACIS

Sin duda, la morfología del glacis se inicia por la coalescencia de varios abanicos aluviales, pues el rumbo de las capas sedimentarias se dispone alrededor de los primitivos desagües principales; posteriormente la superficie dejada por los abanicos se modifica al ser disecada en los periodos de mayor humedad, en tal forma que el perfil longitudinal de las corrientes se alterará, los escurrimientos tienden a alcanzar su estabilidad en un nuevo perfil de equilibrio, buscando nuevos caminos en sus propios sedimentos, cortando y atravesando los abanicos aluviales. Los cauces de desagüe formados por la condición de humedad siguen funcionando parcialmente en el periodo seco, aunque muchos de ellos se azolvaban de sedimentos, de tal manera que sólo los más profundos continúan con su lecho encajado dentro del abanico llevando y depositando los sedimentos más abajo. Aunque todos los canales

terminaran por azolverse en el transcurso de las primeras crecidas, el transporte de sedimentos sería guiado cuesta abajo a través de una divagante y profusa red de pequeños distributarios conocidos como uadis, y por la escorrentía difusa o laminar, con la consecuente extensión de la superficie del glacis. El desarrollo prosigue hasta cierto límite, puesto que al estar circundado por una serie de sierras, los sedimentos quedan represados bloqueando hacia abajo la expansión del glacis. Sin embargo, el aporte de sedimentos y la acumulación de material no cesa, la superficie del glacis se eleva progresivamente con el tiempo y se transforma en un glacis de acumulación.

#### GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL

Con la última etapa de la formación del glacis se advierte, también, como ya se ha mencionado, una actividad volcánica que se evidencia por algunos derrames lávicos de tipo basáltico que se disponen interstratificados entre las capas superficiales del glacis. Cabe suponer que dicha actividad volcánica se realizó de manera tranquila y por medio de una extravasación de lavas muy fluidas que, de hecho, resbalaron sobre la superficie inclinada del glacis; dicha extrusión se hizo a través de pequeños focos de emisión, pues no hay rastro de grandes edificios volcánicos en ninguna parte del glacis y tampoco gran dislocación de las estructuras sedimentarias.

El estilo estructural de las deformaciones parece estar dirigido por una tectónica de tensión originada en el ciclo volcánico del reciente, que afectó tanto a los depósitos de la formación Tepoztlán como a las unidades volcánicas localizadas al noroeste del glacis; dichas unidades se encuentran dislocadas por una serie de fallas normales formando estructuras de bloques afallados ocasionados por movimientos diferenciales entre ellos.

Fuera de un pequeño graben y de varias fallas y fracturas inferidas, el glacis parece no haberse afectado por las deformaciones. Sin embargo, las deformaciones tectónicas pueden no estar visibles ya que los procesos erosivos y de depositación pudieron haberlas enmascarado, como sucedió con los derrames de lava.

## MODIFICACIONES DEL SISTEMA FLUVIAL

Los mecanismos que animan el desarrollo y crecimiento del glacis en el último periodo de aridez se interrumpen hace unos 2 000 años, tras de verificarse un cambio climático en el que, según Heine (1973, p. 56) . . . “se registra una fase húmeda y más fría”, cambio a partir del cual se propicia, probablemente, el advenimiento de una nueva condición de biostasia que perdura aún en la mayoría de las vertientes de la montaña.

Los procesos morfogenéticos que se verifican en la alta montaña se modifican al disminuir su agresividad y eficacia, ya que al instaurarse una cobertura forestal ésta protege y fija las vertientes impidiendo o limitando la erosión y el transporte de derrubios, factores que contribuyen al desarrollo de los suelos. Aunque aumenta el caudal de las corrientes, su poder erosivo se ve contrarrestado por la inmunidad de las vertientes, por eso los escurrimientos se limitan a horadar su propio lecho en el fondo de los valles, pues la mayor parte de las acumulaciones detríticas ya han sido evacuadas y depositadas en el glacis durante el periodo de su formación.

En cuanto a la morfología del glacis, ésta permanecerá en relativa quietud, la activa morfogénesis se paralizará como un retrato hablado del modelado producido por el sistema de erosión precedente, pero es obvio que el sistema fluvial no haga lo mismo, pues al cambiar el régimen hídrico a condiciones de mayor pluviosidad las corrientes con mayor caudal se trasladarán en busca de un nivel de base más estable, hasta conseguir el relativo perfil de equilibrio con la consiguiente excavación y disección de la superficie del glacis. Fuera de las barrancas así formadas, la escorrentía, tanto laminar como difusa, seguirá actuando, pero ya no como producto de los desbordes por crecidas, sino directamente de las precipitaciones pluviales, de tal manera que su eficacia se ve menguada y contrarrestada, además, por la vegetación herbácea.

La red de drenaje se modifica; las corrientes originales consecuentes se alteran y toman su lugar los cursos fluviales resecuentes, modificándose el sistema de distributarios de tipo dicotómico, pobremente integrados y arreicos, pasando a una red de tributarios bien integrados. La red antecedente tenderá a adaptarse mediante una serie de capturas, guiando y apoyando su trayectoria en el control que le im-



FIG. 6. Vista parcial de la porción central del glacis, que ilustra la pedregosidad del suelo y el tapiz herbáceo.



parte la estructura interna de las capas infra-yacentes y la pendiente uniforme del glacis, permitiendo el desarrollo del patrón subparalelo de baja densidad, pues el carácter de los depósitos de clastos gruesos subangulosos, poco compactos y friables, de tipo fanglomerado, propician la infiltración. Fuera del glacis, el patrón dendrítico domina en el resto del área, en la alta montaña y en las vertientes de las sierras que rodean al glacis.

### ACCIÓN ANTRÓPICA

Al llegar al término de la historia geomórfica del glacis se hace sentir la presencia del hombre en el medio, dirigiendo sus acciones por los caminos que llevan al desequilibrio tanto del sistema morfoclimático como del ecosistema, al desforestar la periferia de las zonas boscosas reemplazándolas por cultivos de temporal; este cambio y la falta de técnicas en conservación de suelos ha provocado la degradación de estos últimos, por la acción de la escorrentía en algunos sitios de la parte superior del glacis. El resto de la superficie está destinada a terrenos de pastoreo, pues la condición de alta pedregosidad del suelo, impartida por la naturaleza de los depósitos conglomeráticos, la hacen impropia para el cultivo.

Es probable que aquí exista un pastoreo excesivo, pues algunos sitios muestran huellas de esta intensa actividad, por medio de una profusa red de pistas o sendas romboidales dejadas por el pisoteo continuo del ganado, en varias de las cuales la escorrentía se ha concentrado hasta formar pequeños cauces. De ahí la necesidad de medidas esenciales para la conservación de estas tierras.

### Conclusiones

El marco geomorfológico actual es resultado del desarrollo secuencial de las oscilaciones climáticas del cuaternario en el que se alternan periodos de climas húmedos y secos, de los que se deducen episodios de degradación y agradación sedimentaria en el glacis.

El glacis de Buenavista se ubica fuera de los límites zonales de las regiones de aridez, como consecuencia de las modificaciones climáticas del cuaternario que propiciaron que los glacis ampliaran su dominio hasta ocupar zonas actualmente subhúmedas; hecho que en épocas recientes prueba la repartición extrazonal de este tipo de relieve en México.

De acuerdo con las teorías modernas, los procesos que modelan los glacis parecen haberse repetido, sin objeción alguna, en la superficie del glacis de Buenavista. El modelado del glacis evoluciona a partir de la coalescencia de abanicos aluviales sin que esto implique una modificación de los procesos normalmente atribuidos en la formación de los glacis, pues se ha llegado a la conclusión de que no hay gran diferencia y sí una similitud notable entre los procesos que modelan los abanicos aluviales y el glacis, ya que en su mayoría son análogos cualitativamente y sólo difieren en cuanto a su magnitud y escala espacial.

En el transcurso de la historia geomórfica del glacis hay manifestaciones de una actividad volcánica concurrente a su formación, tales como derrames lávicos, lahares y depósitos tobáceos que se integran como componentes del propio modelado, coadyuvando en la expansión y formación del glacis, dando lugar a su desarrollo poligenético.

### BIBLIOGRAFÍA

- Blissenbach, E. 1954. "Geology of Alluvial fans in semiarid regions", *Bull. Geol. Soc. América*, 65 (7), pp. 175-190, New York.
- Derruau, M. 1966. Geomorfología, Ediciones Ariel, Barcelona, España.
- Duffar, E. 1970. "El problema de los glacis", *Boletín de Estudios Geográficos*, XVII, N° 66-69, pp. 5-20. Instituto de Geografía, Universidad Nacional de Cuyo, Argentina.
- Fries, C. Jr. 1960. "Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México", *Boletín* 60, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D. F.
- García, E. 1973. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen, Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D. F.

- Heine, K. 1973. "Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40 000 años en México", *Comunicaciones*, 7, Proyecto Puebla-Tlaxcala, pp. 51-58, Puebla, Pue., México.
- Jáuregui, E. 1961. "El clima de la ciudad de Cuernavaca", *Ingeniería Hidráulica en México*, 15- N° 3, pp. 1-16, México, D. F.
- Kooke, R. Warren, A. 1973. *Geomorphology in deserts*, Batsford Ltd, London.
- Lorenzo, J. 1969. Condiciones periglaciares de las altas montañas de México, *Serie Paleocología*, N° 4. Depto. de Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, D. F.
- Ordóñez, E. 1937. "El salto de San Antón", Cuernavaca, Morelos, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo X, N° 1-2, pp. 7-23, México D. F.
- Polanski, J. 1966. Flujos rápidos de escombros rocosos en zonas áridas y volcánicas, Eudeba, Buenos Aires, Argentina.
- Priester, A. 1927. "Notas preliminares sobre vestigios glaciales en el estado de Hidalgo y en el valle de México", Soc. Cient. Antonio Alzate, *Memorias* T. 48, pp. 1-13, México, D. F.
- Ruhe, E. 1975. *Geomorphology*, Houghton Mifflin Company, Boston.
- Soto, A. 1972. "Aspecto físico del valle de Cuernavaca", *Anuario de Geografía*, año XII, pp. 342-359, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D. F.
- Thornbury, W. 1960. *Principios de geomorfología*, Kapelusz, Buenos Aires, Argentina.
- Tricart, J. Cailleux, A. 1972. *Introduction to climatic geomorphology*, Logman group Ltd, London.
- Tricar, J. Raynal, R. Besancon, J. 1972. "Cônes rocheux, pédiments glaciés", *Annales de Géographie*, LXXXI, N° 443, pp. 1-23. París.
- Viers, G. 1974. *Geomorfología*, Oikos-tau, S. A. Barcelona, España.
- Záruba, Q. Mencl, V. 1969. *Landslides and their control*, Elsevier publ. Co., Amsterdam.

#### AGRADECIMIENTOS

Se reconoce la eficaz ayuda prestada por los geógrafos Alberto López y Carmen Valverde; el Dr. Héctor Ochoterena, los ingenieros Gilberto Cadena y Alberto Castro, de quienes recibí provechosas críticas, además de una

ayuda insustituible en las verificaciones de campo; el Dr. Alain Demant por el interés y colaboración prestada en el análisis petrográfico de las muestras; finalmente, el Lic. Rubén López por la asesoría y revisión del trabajo.

## FOTOINTERPRETACIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL CURSO BAJO DEL RÍO GRANDE DE SANTIAGO, NAYARIT

Por *Mario Arturo Ortiz Pérez\**

### RESUMEN

Se analizan las principales modificaciones geomorfológicas del lecho fluvial y sus efectos en el curso bajo del río Grande de Santiago, en los últimos 37 años, mediante la fotointerpretación comparativa de imágenes aéreas tomadas en diferentes fechas.

### SUMMARY

The principal geomorphologic modifications of the fluvialbed and their effects are analyzed in the low course of river Grande de Santiago, in the last 37 years, through the comparative photointerpretation of aerial images taken in different dates.

### INTRODUCCIÓN

Como la mayoría de los deltas, el del río Grande de Santiago continúa acumulando sedimentos. Simultáneamente, y como consecuencia del proceso de depositación, se verifican en él rápidos y significativos cambios derivados del crecimiento y la expansión del delta. De este modo, en el área deltaica el nivel del río también se irá elevando en el transcurso del tiempo por el proceso de sedimentación. Dicho efecto se traduce, entre otros, en un incremento anual de las inundaciones en los periodos de lluvias o ciclones; de esta manera, el curso bajo del río Grande de Santiago se ha visto afectado por avenidas extraordinarias que representan un peligro latente año tras año, ya que en repetidas ocasiones ha desbordado sobre la llanura aluvial, provocando con ello vastas inundaciones en zonas agrícolas y núcleos de población, con graves

perjuicios por pérdidas económicas de gran cuantía.

El factor primordial que influye tanto en las inundaciones como en la modificante morfología aluvial de la llanura costera lo constituye, de hecho, el fluctuante curso del Santiago, río que divaga en la continua búsqueda del perfil longitudinal de mayor pendiente, con tendencia a trasladarse a un renovado lecho fluvial que permita a sus descargas reconocer un camino más fácil hacia el mar, para encontrar, así, su nivel de base. En los efectos derivados de este fenómeno se fundamenta el objetivo de este trabajo, o sea, conocer la dinámica del curso fluvial en la llanura deltaica del río Grande de Santiago en el transcurso de los últimos años, utilizando para ello fotografías aéreas tomadas, con cierto intervalo de tiempo, sobre la misma zona, con el fin de hacer no sólo un análisis cualitativo sino, también, tratar algunos aspectos cuantitativos de los cambios más significativos de su curso, así como las modificaciones más importantes que han tenido lugar en su lecho fluvial.

\* Investigador del Instituto de Geografía de la UNAM.

Estos antecedentes por sí solos sitúan el problema en el contexto de la investigación aplicada, puesto que de este análisis se derivan resultados de gran utilidad práctica, susceptibles de ser aprovechados para mejorar las condiciones del drenaje.

El criterio geomorfológico aunado al hidrológico proporciona una base firme en la planeación y ejecución de obras o proyectos de ingeniería en el control de ríos. Tales trabajos serían, por ejemplo, los de dragado, rectificación de cauces, construcción de canales de alivio, defensa de las riberas contra la erosión, problemas de azolves o sedimentación rápida por acarrees litorales en la desembocadura; además de localización de sitios idóneos para obras de infraestructura, y los adecuados para los asentamientos humanos, que redundarán en un mejor aprovechamiento del espacio.

#### *Materiales y métodos de estudio*

El material básico de análisis consistió en juegos de fotografías aéreas que cubrieron el área repetidas veces, en diferentes fechas de vuelo, con objeto de detectar los cambios transcurridos durante los últimos 35 años. Para tal efecto se obtuvieron fotografías aéreas tomadas en noviembre de 1940, material cuya escala, 1:10 000, permitió una fotointerpretación detallada; también se contó con fotografías a diferente escala, verticales e inclinadas, de la serie trimetrogón, tomadas en febrero de 1943, del Instituto de Geografía. En el decenio de los cincuenta, en el que no se obtuvieron fotografías, éstas se reemplazaron con el material cartográfico disponible de esos años; cartas topográficas a escala 1:1000 000, del Departamento Cartográfico Militar. Del decenio de los sesenta se utilizaron fotografías tomadas en febrero de 1964, a escala 1:30 000, de la Compañía Mexicana Aerofoto. Para el resto, de los años setenta, se contó con fotografías de la Comisión de Estudios del Territorio Nacional, tomadas en noviembre de 1970, a escala 1:25 000, y para el análisis de los últimos años se emplearon fotografías de satélite, amplificadas a escala 1:500 000, de abril de 1973, de la serie multi-espectral del Landsat, en la que se trabajaron las imágenes de la banda 4 a la 7 y, por último, en marzo de 1977 se voló y se fotografió con cámara convencional el curso bajo del río, con

el fin de analizar las últimas modificaciones de su cauce.

Inicialmente el trabajo consistió en una fotointerpretación geomorfológica de todos los juegos de fotografías aéreas, basándose esencialmente en los métodos de fotointerpretación de Meyerink (1970), en el que se incluyen técnicas de fotoidentificación en patrones fluviales, así como la clasificación de los diversos elementos morfológicos que constituyen los lechos fluviales, en que se adoptan criterios del geomorfológico Tricart. Posteriormente la fotointerpretación se verificó y se reinterpreto a partir de los trabajos de campo.

Para el análisis de las modificaciones del curso fluvial se restituyó la configuración del cauce en los distintos juegos de fotografías aéreas, de las diferentes fechas de vuelo, aclarando que la corrección se hizo dentro de los límites de resolución del estereosketch, que es un instrumento de rectificación aproximada que corrige la inclinación de las fotografías, pero no el desplazamiento debido al relieve; sin embargo, como la zona en estudio es de terreno plano, el error por relieve no es significativo; de esta manera, en los planos así obtenidos se confió la realización de las medidas morfométricas del curso fluvial.

Paralelamente a las labores de fotointerpretación se fue formando e integrando el mapa geomorfológico, el que se elaboró utilizando como mapa base las cartas topográficas a escala 1:50 000, de la Dirección de Estudios del Territorio Nacional.

#### *Area en estudio*

Se considera al río Santiago como componente del sistema fluvial Lerma-Chapala que, en conjunto, forma una unidad geográfica solamente en cuanto constituye una cuenca hidrográfica, pues presenta caracteres geográficos de muy diferente índole, ya sea climáticos, hidrológicos, geológicos, geomorfológicos, etc. Dicha heterogeneidad es consecuencia de la gran diversidad de regiones naturales que drena, por esta razón sería imposible reunir en este trabajo la descripción general de la cuenca. Sin embargo, al respecto existen diversos estudios, realizados por organismos encargados de los proyectos técnicos de la cuenca en cuestión, entre los que se puede mencionar a la Comisión Lerma-Chapala-Santiago, los informes del Plan Lerma para la Asistencia Técnica, dependencia recién desa-

parecida, y los estudios del Plan Nacional Hidráulico.

Las modalidades del escurrimiento, variabilidad de las avenidas y, en general, el comportamiento hidrológico de la cuenca, son temas de gran interés para este ensayo; tales datos se resumen en el Boletín Hidrológico No. 52, Tomo I-II y III, 1973, publicado por la ahora Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos. También existen otros trabajos geográficos que incluyen el área en estudio, de Funes (1968) y Jáuregui (1966).

El curso bajo del río Santiago es el colector general de una de las mayores y más importantes cuencas hidrográficas del país, tanto por los valiosos recursos naturales que comprende, como por la vasta extensión que representa (129 263 Kms<sup>2</sup> de superficie), magnitud que nos permite advertir de manera muy clara la capacidad del escurrimiento en el trayecto final del río, en el que se estima un volumen medio anual de 8 444.3 millones de m<sup>3</sup>, con un gasto medio anual de 268 m<sup>3</sup>/s aproximadamente, habiéndose llegado a registrar inusitadas avenidas hasta con un gasto máximo instantáneo de 6 850 m<sup>3</sup>/s ya que el sistema fluvial sólo se encuentra parcialmente controlado por presas y obras de derivación para riego, en la parte alta y media de la cuenca.

El curso bajo del río Grande de Santiago, al que nos referimos en este análisis, queda comprendido desde el punto en que el río abandona la Sierra Madre Occidental, para entrar y recorrer, de oriente a poniente, la llanura costera de Nayarit por la que logra su salida al Océano Pacífico, en la boca de Titiritero, que dista unos 73 kms de las estribaciones de la sierra (fig. 1).

#### *Antecedentes*

En el transcurso de la historia geomorfológica del cuaternario, el área deltaica del río Grande de Santiago se ha visto afectada por notables cambios que modifican por completo las condiciones del drenaje; según se deduce de los trabajos sistemáticos de Curray y Moore (1963), (1964 a, b.); Curray, Emmel y Crampton (1969); la llanura costera, el litoral y la plataforma continental se encuentran bajo la influencia del río Grande de Santiago, así como de los ríos San Pedro, Acaponeta, Las Cañas y

Baluarte, todos situados a unas decenas de kilómetros más al norte del río Santiago.

En el pleistoceno tardío, en los periodos de bajo nivel del mar, estos ríos edificaron un vasto y complejo sistema deltaico sobre lo que hoy es gran parte de la plataforma continental correspondiente al estado de Nayarit. El frente deltaico se ubicaba muy cerca del borde de la plataforma continental, situado a corta distancia del archipiélago de las Islas Marías (fig. 2), pero a fines del pleistoceno y en el transcurso de los primeros milenios del holoceno tiene lugar una fase transgresiva con un ascenso del nivel del mar. La línea de costa se traslada, avanza y emigra tierra adentro, sobre lo que constituía la primitiva superficie del delta. Es evidente que, con la secuencia transgresiva se modifica totalmente el drenaje del sistema deltaico, pues éste se irá adaptando de acuerdo con el retroceso de la costa. Posteriormente el movimiento transgresivo se fue estabilizando con un lento ascenso del nivel del mar, en un periodo de tiempo que ocurre, según Curray y otros autores (1969), pp. 88-89, entre 4 750 y 3 600 años antes del presente, época a partir de la cual se verifica un importante cambio en el litoral, cuando tiene lugar un comportamiento regresivo de la costa, fenómeno que perdura durante los últimos miles de años. El avance de la línea de costa hacia el océano se verifica sin que por ello se detenga la lenta transgresión marina, lo que sucede es que la velocidad de depósito en el frente deltaico, derivada del continuo aporte de sedimentos que acarrearán los ríos, supera el lento avance transgresivo del litoral.

Ya en el mar, este material terrígeno es retrabajado por corrientes de deriva litoral, al ser movilizado y repartido a lo largo de la costa cercana a las desembocaduras. Estos sedimentos se van acumulando formando una barra bajo el fondo submarino adyacente a la playa, por la acción continua, pero débil, del oleaje y el efecto de la marea. Dichos procesos contribuyen a que la barra sumergida se vaya elevando sobre el nivel del mar, hasta formar una nueva playa con la consecuente extensión de la línea de costa hacia el mar; estos fenómenos han sido demostrados por McKee y Sterret (1961), por Keulegan (1948) y Sheppard (1950), todos citados por Curray y Moore (1963, p. 112). Una vez formada la nueva playa, la playa antecedente quedará aislada en la porción de la trascosta.

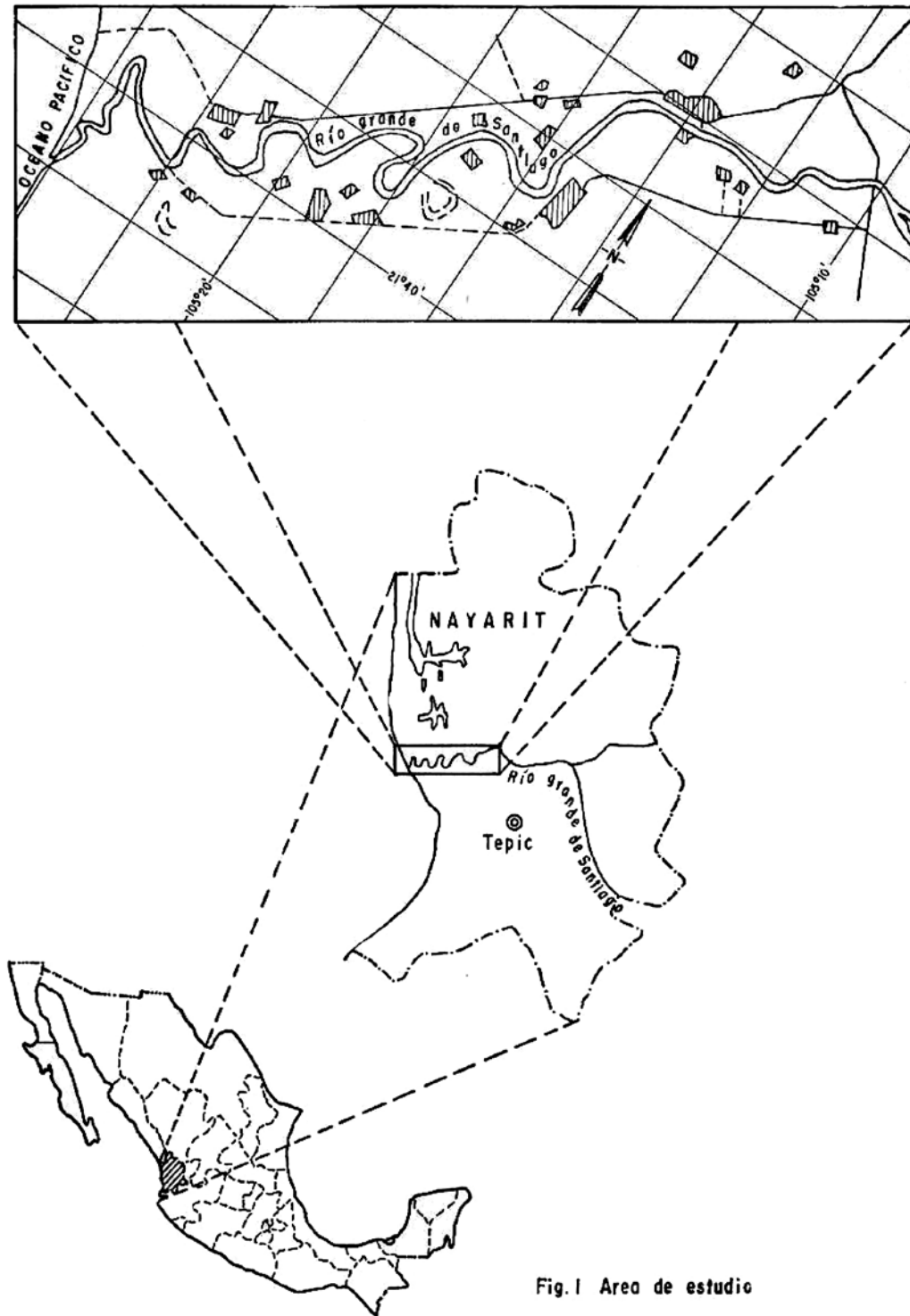


Fig.1 Area de estudio



Este proceso se ha repetido en forma más o menos continua hasta el presente, lo que ha permitido reconstruir los sucesivos avances del litoral hacia el mar, en el transcurso de la regresión, pues sobre la llanura costera quedan como relictos o testigos de los desplazamientos del litoral, las playas que han sido aisladas o abandonadas y que ahora se encuentran formando depósitos en forma de cordones litorales que se disponen surcando la llanura de manera uniforme.

Asimismo, Curray y otros (1969) interpretan las principales modificaciones del drenaje en la llanura costera, mediante los cortes que muestran los cordones litorales al ser truncados por la erosión del drenaje antecedente; dichos autores deducen las modificaciones que se indican en la figura 3.

1. En los inicios del fenómeno regresivo, el drenaje se presenta en la siguiente forma: el río Santiago y el río San Pedro confluyen antes de desembocar en el océano, a la altura del paralelo 21°48' latitud norte (flecha 1).

Cabe mencionar que, todavía en la última fase del fenómeno transgresivo y durante el proceso de estabilización de la costa, estos ríos entraban juntos al Océano Pacífico, al norte, muy cerca del paralelo 22°00' latitud norte, no muy lejos de la actual desembocadura del río Santiago.

2. El siguiente cambio más importante ocurre hace unos 1 000 años, cuando se desprende del río Santiago un distributario que se abre paso hacia el sur, cuya desembocadura se ubicaba aproximadamente en los 21°35' latitud norte y los 105°20' longitud oeste, muy cerca del puerto de San Blas (flecha 2).

3. Posteriormente, hace unos 500 años, el río Santiago abandona su curso y se separa del río San Pedro, cambiando su flujo en la dirección actual de la corriente, en donde desde entonces ha formado el nuevo delta (flecha 3).

4. En el transcurso de los últimos 500 años, sobre la porción terminal del delta se forman nuevas y subsecuentes desembocaduras. El río Santiago abandona el distributario del sur (flecha 2), cegando la actividad de este brazo, formándose un nuevo distributario (flecha 4) que posteriormente es abandonado, quedando en actividad la actual desembocadura (punto 5).

Como resultado de las modificaciones de la red fluvial se trastornaron los patrones de descarga provocando, por ello, fluctuaciones en el balance de la sedimentación y causando, por esto, reorientaciones de la línea de costa, debido a que los centros de depósito cambiaron de lugar; por tal motivo, en ciertas áreas hubo una reducción del flujo de sedimentos, que propició la erosión de la playa o la interrupción de la secuencia regular de la fase regresiva. En cambio, en otros sitios del litoral, los cercanos a las desembocaduras, donde hubo rápida y permanente contribución de sedimentos, estos permitieron un movimiento muy activo de la línea de playa hacia el mar.

#### *Morfología deltaica*

Por su configuración, el delta del río Grande de Santiago se clasifica dentro de los deltas de forma triangular, con 33 kms de base por 25 kms de altura y superficie aproximada de 367 km<sup>2</sup>. El ápice del frente deltaico coincide con la actual desembocadura, misma que se proyecta en el mar en una distancia de casi 2 kms, fuera de la traza general de la costa.

La llanura deltaica consiste esencialmente en dos unidades geomórficas bien diferenciadas, una corresponde a la llanura de antiguas playas abandonadas, y otra a la llanura aluvial del río Santiago. La ubicación de ambas se ilustra también en la figura 3.

#### *Llanura de playas*

Como se mencionó, los procesos morfogenéticos que dieron lugar a la llanura de playas abandonadas son exclusivos de la acción marina, como producto de la acumulación sedimentaria de la costa deltaica. Cada cordón litoral representa el depósito contemporáneo a la formación de cada playa. Estos depósitos constituyen cuerpos de arena continuos, poco consolidados, bien clasificados, de grano medio y fino, en los que localmente, se mezclan fragmentos de conchas marinas. Tales acumulaciones se expresan en el modelado por una llanura ligeramente ondulada, formada por cordones casi paralelos, de playas abandonadas, sucesivas, entre las cuales se disponen depresiones o canales naturales que son inundados en la época de lluvias; las depresiones conectadas al mar o cercanas al litoral funcionan como canales de marea o esteros.



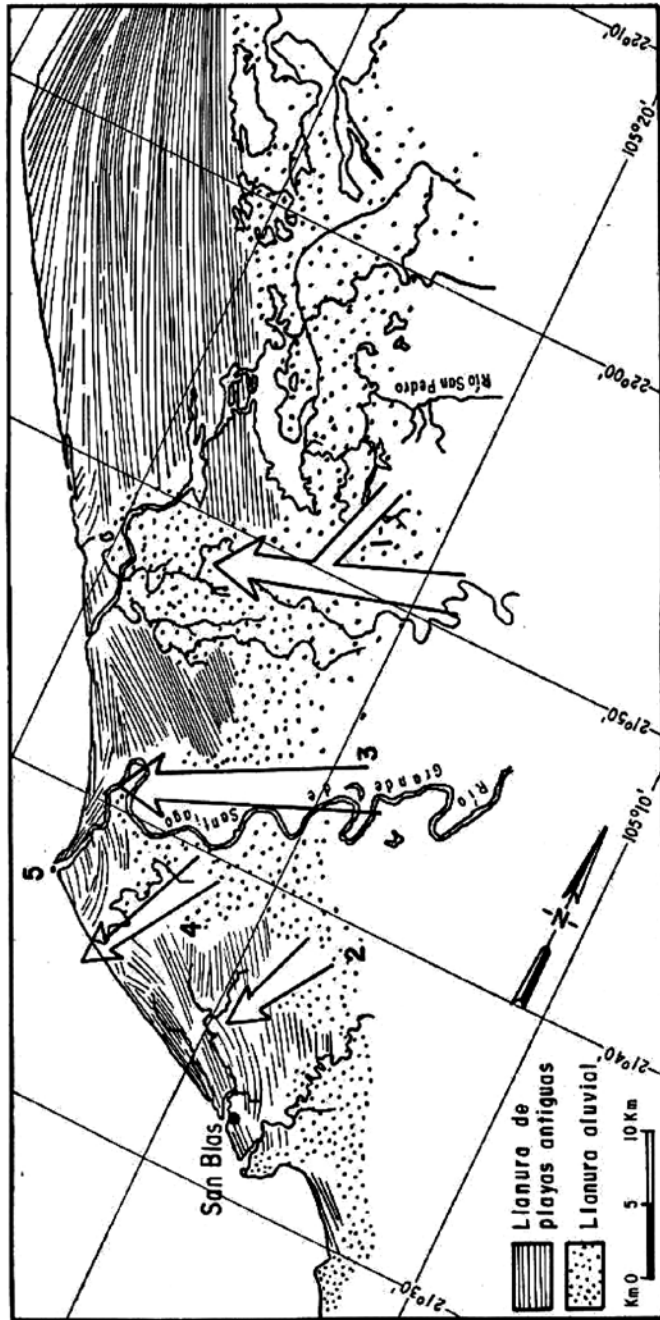


Fig. 3. Las flechas ilustran la dirección en que fluyeron las corrientes durante la fase regresiva, la punta de flecha marca la posición relativa de las desembocaduras durante este lapso. Mapa basado en el de Curray y otros (1969, fig. 19).

### *Llanura fluvial*

La llanura fluvial del río Santiago se extiende en dirección NE-SW (Fig. 2), con un declive muy suave hacia el mar, entre 0 y 2° de pendiente como máximo, con una topografía llana comprendida desde el nivel del mar hasta una altitud máxima de 20 metros, al pie de las estribaciones de la Sierra Madre Occidental.

La morfología de la llanura aluvial ha sido modelada por la corriente del río Grande de Santiago que ha divagado a través de toda su extensión, dejando tras de sí numerosas formas meándricas que ponen de manifiesto el cambio continuo de su curso. Como remanentes de la acción de tales desplazamientos quedan surcando la llanura los rastros de antiguos cauces y meandros abandonados que temporalmente se inundan en el período de lluvias o crecidas, pues el drenaje es generalmente muy malo y la red fluvial adyacente al río se encuentra desorganizada por la falta de integración con el río Santiago, ya que en las márgenes del cauce se han formado cortos albardones o diques naturales bajos que impiden la libre comunicación entre la llanura de inundación y el cauce. El avenamiento anárquico del drenaje es favorecido en la porción de llanura porque ahí se presentan con mayor frecuencia los desbordes que propician condiciones lacustres y palustres que se evidencian en las charcas y lagunetas temporales formadas generalmente en las cavidades de los meandros abandonados (carta geomorfológica).

Sobre la parte alta y media de la llanura aluvial el modelado adquiere la fisonomía del paisaje agrícola y es, además, asiento de importantes núcleos de población derivados de la actividad agrícola organizada del distrito de riego del río Grande de Santiago.

### *Morfología fluvial*

Una vez que la corriente del río Santiago entra en la llanura costera y deja aguas arriba el control estructural que le imparte el relieve de la Sierra Madre Occidental, descendiendo sensiblemente la pendiente del perfil longitudinal del río, registrando un desnivel medio de 0.19 m. por cada kilómetro de desarrollo longitudinal que tiene el cauce.

Ya en la llanura, la escasa pendiente de la corriente y la elevada carga de sedimentos que trae consigo, además de los materiales finos no consolidados y homogéneos sobre los cuales se establece el lecho, y la poca resistencia que ofrecen las márgenes del río, propician el comportamiento divagante de su curso.

La morfología del patrón fluvial se analiza de acuerdo con los coeficientes de sinuosidad propuestos por Leopold y otros (1964, p. 296). Las mediciones realizadas al respecto reportan que la trayectoria del curso registra un índice de sinuosidad mayor de 1.5 correspondiendo, por tanto, a la de una corriente meándrica; sin embargo, esta relación de sinuosidad no se ajusta a todo su recorrido, toda vez que en los primeros 20.5 kms por los que atraviesa la llanura, la relación de sinuosidad es de 1.19, identificándose de este modo con el dominio del patrón rectilíneo sobre el cual, por cortos trechos, se intercala el patrón anastomosado; por tanto, puede deducirse que la parte alta del curso bajo del río Santiago guarda un comportamiento propio del sistema recto-anastomosado, que se diferencia del resto de su porción baja que tiene un patrón meándrico, ya que el desarrollo longitudinal del río en el trayecto sinuoso es de 52.5 kms que, calculado sobre la base de 27 kms de tramos rectos, tomados entre los puntos de inflexión de cada una de las curvas meándricas, dan una sinuosidad de 1.94; o sea que, el curso tiene un desarrollo longitudinal de 1 940 metros por cada 1 000 metros de distancia en línea recta, debido a la alta sinuosidad de su trayectoria. De esta manera, los valores morfométricos están indicando la presencia de los dos patrones fluviales que van a dominar en la morfología del río Santiago.

### *Patrón recto-anastomosado*

Como ya se mencionó, este patrón fluvial se reconoce por la existencia de largos tramos rectos en el curso de la corriente; la configuración rectilínea domina claramente sobre la morfología de las sinuosidades meándricas a través de los primeros 20 kms de recorrido del río en la llanura costera (mapa geomorfológico).

Con excepción de un corto trayecto sinuoso, ubicado en la porción inicial del curso en estudio, la dirección general de la corriente se

proyecta siguiendo un rumbo de oriente a poniente, por una distancia casi recta de 9 kms, para después desviarse hacia el sur, a lo largo de 5 kms, para terminar la configuración de este patrón, coincidiendo con la cota de 10 metros sobre el nivel del mar.

Es poco común encontrar trayectos o cursos rectilíneos como el que se extiende en esta parte del río Santiago, puesto que, generalmente, los cauces rectos no sobrepasan una distancia más grande que diez veces su anchura, Soeters (1974, p. 53); en tanto, la anchura media de esta parte del río Santiago es de aproximadamente 500 m, y la distancia longitudinal rectilínea más grande tiene 9 kms, o sea, 18 veces su anchura. Es muy probable que la existencia de este patrón se explique por la presencia de fallas o fracturas, lo que no es extraño toda vez que el trazado del valle de Santiago en el área montañosa cercana a la llanura se encuentra regido por un marcado control estructural impuesto por un sistema de fallas que guían la

trayectoria del curso hasta la misma planicie costera.

Esta parte del río no ha cambiado su curso, la persistencia de su trayectoria se puede confirmar, al menos durante los últimos 200 años, al quedar revelada su posición en los mapas antiguos hechos desde el año de 1763, Curray y otros (1969, p. 93). Si bien la dirección general del curso se ha conservado estable a lo largo de este periodo, no puede decirse lo mismo de las riberas, pues tanto la margen derecha como la izquierda han derivado continuamente, repetidas ocasiones, a uno y otro lado de las márgenes actuales; la traslación lateral de las orillas es el reflejo de los efectos del proceso de socavación natural de las riberas. La migración de las márgenes se advierte claramente en las imágenes aéreas, por medio de resaltes de poca altura, entre 1 y 2 metros, que se alinean casi paralelamente al cauce actual, que se han interpretado en el modelado como albardones abandonados que se alternan esca-

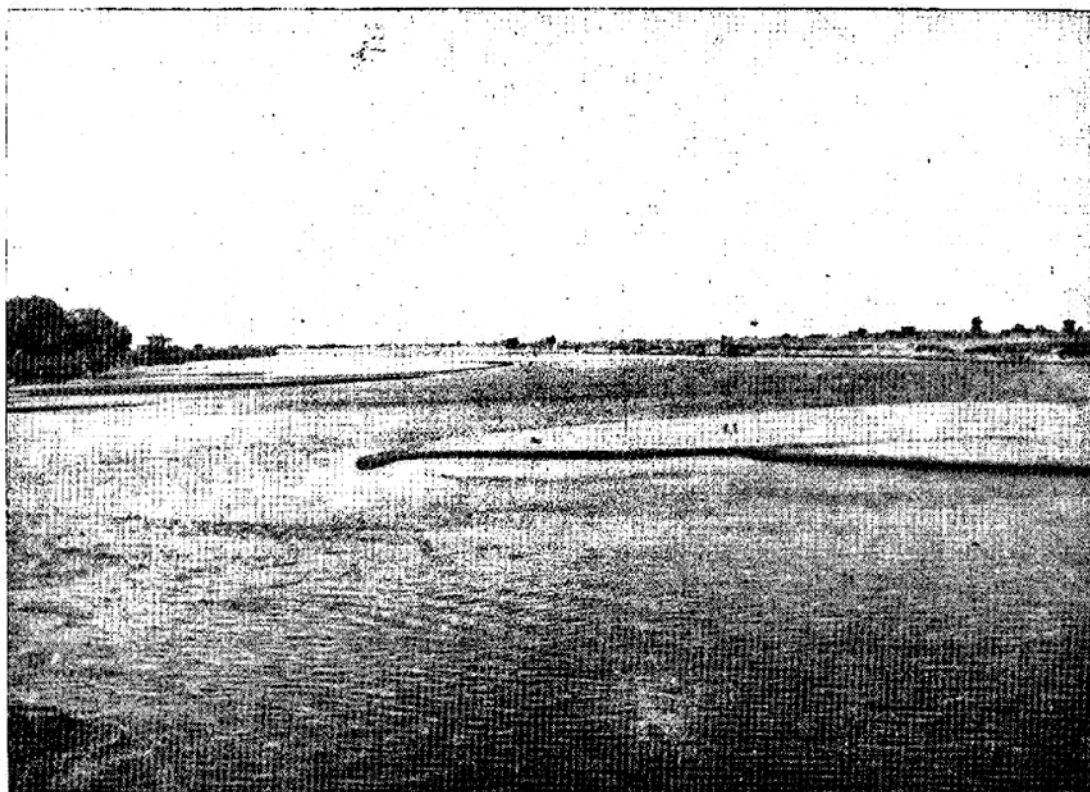


FIG. 4. Vista parcial de un sector anastomosado del río, que ilustra los extensos bancos aluviales que dividen el flujo de la corriente.

lonadamente formando terrazas sobre la llanura de inundación.

A las características mencionadas se añade también el proceso de anastomosis; este patrón se manifiesta a través de cortos trechos a lo largo del cauce, y se le reconoce por la presencia de amplios bancos aluviales que cortan la corriente en varios canales interconectados; sin embargo, en ningún sitio del río se observó que la red anastomosada dividiera el flujo en más de cuatro canales, correspondiendo, por tanto, a un proceso de trenzado incipiente (Fig. 4).

En ningún juego de fotografías aéreas, de las distintas fechas de vuelo, se observaron bancos aluviales inmóviles, a pesar de que algunos de ellos parecían haberse edificado en forma muy sólida, pues incluso la vegetación arbórea de jóvenes sauces ya se había instalado. Aunque, si bien, los depósitos aluviales mostraron en cada toma aérea gran movilidad, se volvían a presentar concentrados en las mismas áreas donde originalmente se había detectado el sistema anastomosado, coincidiendo siempre con una agrupación de bancos y bajos; sin embargo, en cada época de toma siempre se presentaron en forma distinta: unos emigraron por cortas distancias aguas abajo, otros simplemente crecieron, unos más se dismantelaron cambiando de configuración, otros más desaparecieron, se formaron nuevos, etcétera. Hay que tener en cuenta que el arreglo de canales y bancos aluviales no se hubiera observado de no contar con la siguiente situación: casi todas las series de fotografías aéreas aprovechadas para este trabajo se tomaron en la época de sequía o estiaje; este hecho facilitó la interpretación de una gran parte del lecho menor en los diferentes periodos de inspección; también se relacionaron las fechas de vuelo con los registros de escala existentes de la estación hidrométrica de Capomal, que tiene por objeto conocer las modalidades del escurrimiento en el tramo final del río; de tal manera se pudo saber con relativa precisión el nivel del agua correspondiente a cada fecha de vuelo, coincidiendo generalmente con alturas de escala muy baja, entre 0.80 y 1.50 metros..

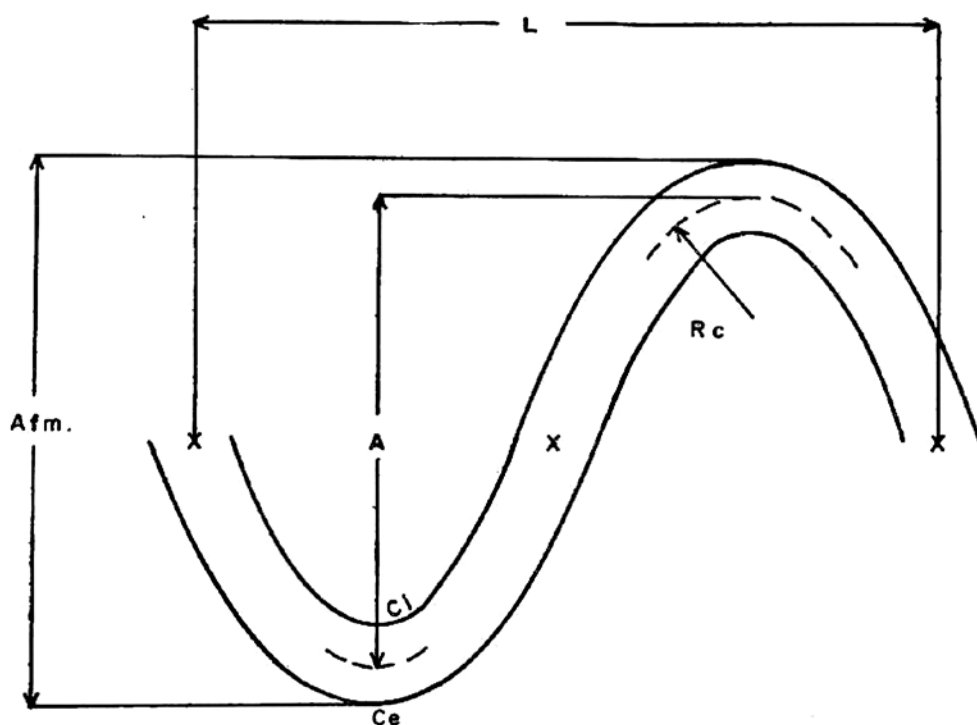
La red anastomosada modifica su drenaje aun cuando no cambie de manera sensible la morfología de los bancos aluviales, ya que la configuración del diseño anastomosado se irá modificando de acuerdo con el nivel del agua

en el cauce; en la época de estiaje se conservarán activos sólo los canales más profundos quedando cegados temporalmente los secundarios, los bancos aluviales acrecentarán su tamaño y quedarán al descubierto playas y bajos que de otra manera sería imposible detectar en la fotografía en los niveles altos; además de que la poca turbidez del agua, que se presenta en esta época, permitió detectar los bancos sumergidos de escasa profundidad. Con un incremento en el nivel del agua se reduce el tamaño de los bancos que afloran sobre la superficie del agua y se pondrán en funcionamiento los canales secundarios; con los niveles altos del agua se ensanchan los canales, reduciendo sensiblemente la superficie expuesta de los bancos. Con las crecidas desaparecen de la vista los depósitos aluviales, destruyéndose la red anastomosada original.

#### *Patrón meándrico*

Al igual que la mayoría de los ríos con patrones meándricos, el curso bajo del río Santiago cumple ciertas características del trazado meandriforme. Para interpretar la disposición de su trazado, se recurre al análisis geométrico de los meandros, adoptando la nomenclatura propuesta por Leopold y otros (1964. pp. 295-298), que se resume en la Fig. 5.

Las propiedades geométricas de los meandros se relacionan entre sí de acuerdo con algunas de sus características. Por ejemplo, en los meandros libres o no encajados, como en el caso de esta porción del río, se puede relacionar la anchura del cauce y el radio de curvatura de los meandros, en los que la longitud del radio es entre dos y tres veces la anchura del cauce; así, los valores de dicha proporción fueron, para esta parte del río Santiago, de 607.7 m como radio promedio de las curvaturas y de 262.2 m de anchura media del cauce ordinario. Dicho orden de magnitud se ajusta a una de las relaciones que normalmente se observa en el trazado de la configuración meándrica; sin embargo, para nuestro cometido, más importante es la información derivada de la relación existente entre la amplitud del meandro y la longitud de la relación existente entre la amplitud del meandro y la longitud de su onda, pues si la amplitud excede al valor de la relación, el río generalmente tenderá a estrangular el meandro.



**fig.5 Nomenclatura geométrica de los meandros**

**L= Longitud del meandro (Longitud de onda)**

**A= Amplitud del meandro (Amplitud de onda)**

**Rc= Radio de curvatura**

**X= Puntos de inflexión**

**Afm= Anchura de la faja de meandros**

**Ci= Curva interna (margen convexa)**

**Ce= Curva externa (margen concava)**

De los 13 meandros principales que constituían el tramo final del río en el año de 1970, tres de ellos sobrepasan en 667 m el valor de la longitud de los meandros, de los cuales dos de ellos terminaron por estrangularse en la crecida de octubre de 1973, y el restante está a punto de hacerlo, ya que el cuello del meandro se ha estrechado a tal grado que sólo faltan unos 290 m para que las riberas altas se fusionen y se efectúe la estrangulación (carta geomorfológica).

En efecto, la actividad de estos meandros es efímera, pues a medida que se extiende la am-

plitud del meandro tiende a disminuir el gradiente del río, propiciando por esto que la corriente propenda a buscar su perfil de equilibrio mediante el proceso de estrangulación.

Hay que hacer notar que la amplitud de los meandros se incrementa en el momento que la corriente entra en contacto con el modelado de cordones litorales, pues estos ejercen cierto control estructural sobre el patrón meándrico; los cordones litorales de playas antiguas o abandonadas se distribuyen alineándose casi paralelamente a la línea de costa y, por tanto, son perpendiculares a la dirección de la co-

riente; así, los cordones de playas abandonadas forman barreras naturales que impiden el libre flujo de la corriente, al tropezar con la estructura transversal de las bermas o cordones litorales, pues la corriente tiende a reconocer hacia las largas depresiones que se forman entre cada uno de los cuerpos de arena de playas abandonadas, facilitando, con ello, desplazamientos laterales extremos del curso, que se traducen en mayor amplitud de los meandros y, por tanto, en mayor extensión de la faja de meandros que llega a alcanzar hasta 7 kms de ancho.

Referente a los meandros donde existe un dominio de la longitud de onda, estos se muestran con segmentos de curvaturas más amplias que se ajustan a longitudes de radios más largos; dicha disposición es en gran parte resultado de las constantes rectificaciones del curso fluvial, pues cuando menos la tercera parte de los meandros se han estrangulado recientemente reduciendo sensiblemente su amplitud al

regular o acortar la trayectoria de los desplazamientos en dirección lateral.

Como resultado del carácter divagante y de las constantes modificaciones del curso fluvial, quedan, como relictos de estos procesos, numerosos meandros abandonados que forman lagunetas en forma de herradura, o de media luna (Fig. 6).

La estrangulación de meandros recientes se caracteriza porque los cuerpos de agua así formados guardan aún comunicación temporal con el río, por medio de estrecho canal que se sitúa a través del lecho remanente del meandro recién abandonado, o sea, que el azolve aún no alcanza a colmar los extremos del cauce en los meandros recién estrangulados; además se les reconoce porque generalmente se disponen muy cerca de la porción exterior de las orillas cóncavas de los meandros activos.

Los meandros abandonados quedan surcando la llanura aluvial y a través de una amplia faja de aproximadamente 12 kms de an-

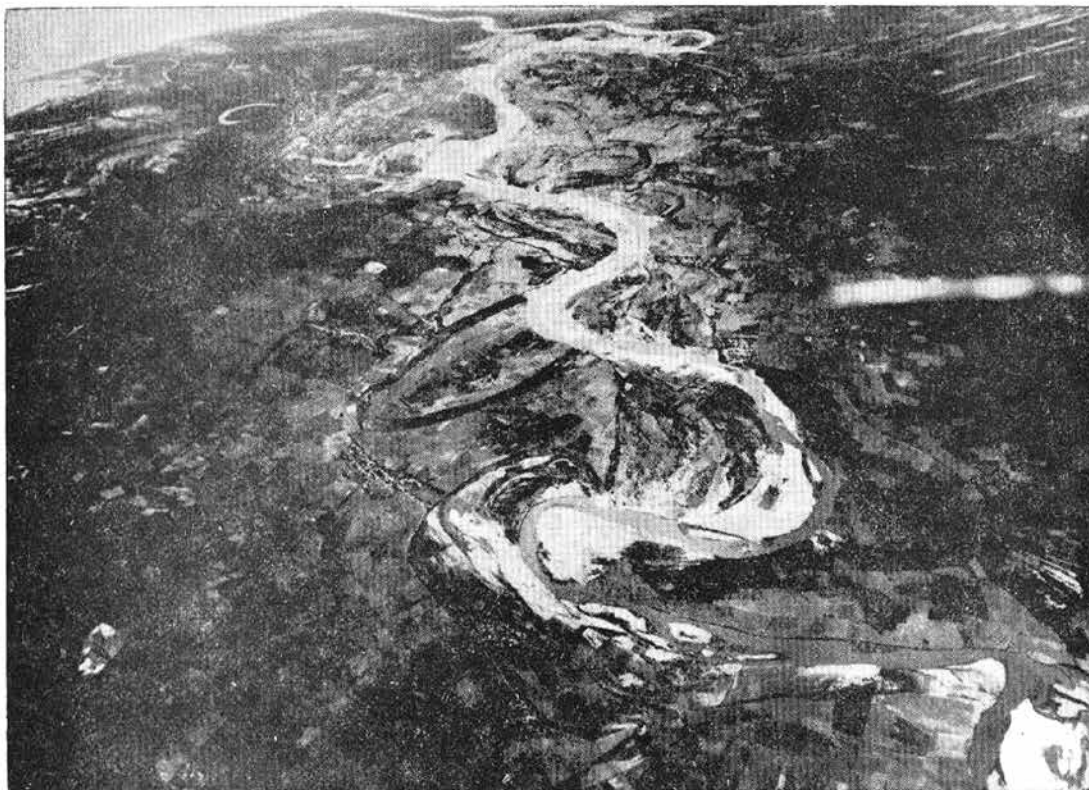


Fig. 6. Vista oblicua de la trayectoria del último sector meándrico hasta su desembocadura, en el que se ilustran los numerosos meandros abandonados.

chura, sobre ella se observan las huellas de antiguos lechos fluviales que servirán, hasta cierto punto, para asociar o deducir las modificaciones del oscilante curso fluvial.

### *Morfología del lecho fluvial*

El análisis sistemático a lo largo del cauce permite establecer la clasificación morfológica del mismo, este método conduce a adoptar otro punto de vista diferente, pero íntimamente relacionado: el criterio hidrológico. La morfología del lecho fluvial es el reflejo de las condiciones del escurrimiento, toda vez que las variaciones del caudal y las de la velocidad de la corriente y los diferentes niveles o tirantes de la superficie del agua determinarán en gran medida la forma del cauce.

Con base en estos conceptos podemos distinguir cuatro fases críticas en el comportamiento del lecho fluvial, que pueden ser reconocidas por medio del modelado y que de acuerdo con la clasificación de Trestman (1964) y Tricart (1960) enunciadas por Meyerink (1970), se adoptan estas clasificaciones, aunque algo modificadas, para aplicarlas al río Santiago:

1) Fase de niveles bajos, correspondientes al escurrimiento de recesión o estiaje en los periodos secos. La corriente ocupará sólo el talweg del río o el canal de estiaje en el lecho menor.

2) Fase de niveles medios, o sea los que coinciden o se aproximan al valor del escurrimiento medio anual. Por ser sólo un valor numérico del caudal, al ponderar tanto los valores altos y bajos del gasto no podemos esperar una clara indicación del escurrimiento medio en las características del canal; sin embargo, se ha observado que en la mayoría de los ríos los caudales medios, en general, tienden a cubrir un tercio del lecho menor, Leopold y otros (1964, p. 220). Cabe aclarar que para el río Santiago no fue posible hacer la distinción entre los niveles bajos y medios, debido a la regularidad o persistencia del caudal aún en época de estiaje.

3) Fase de niveles altos, correspondiente a las crecidas ordinarias, en la que se distinguen dos niveles:

- a) Escurrimientos con flujos a pleno bordo o muy cerca del límite del nivel máximo de contención del lecho menor.

- b) Niveles altos de desborde que sobrepasan las riberas bajas del lecho menor e inundan periódicamente el lecho mayor.

4) Fase de desbordes o inundaciones, en la que la avenida rebasa el nivel de las riberas altas, como resultado de las crecidas extraordinarias que inundan esporádicamente el lecho mayor excepcional o llanura alta de inundación.

Los periodos con niveles bajos y medios corresponden a fases de estabilidad del cauce, debido fundamentalmente a la ineficacia de los flujos moderados para modificar sensiblemente el lecho del río; en cambio, en los niveles altos el gasto se incrementa rápidamente, obteniendo las máximas velocidades de flujo, elevando el esfuerzo cortante ejercido sobre el lecho del canal, que se manifiesta por excavación acelerada de la erosión lineal en el fondo, con la consecuente movilización de la carga de fondo y la rápida socavación de las riberas.

Los efectos derivados de la dinámica fluvial en los niveles altos se reflejan a lo largo del curso del río Santiago a través de las diversas unidades morfológicas fundamentales que constituyen su cauce: lecho menor, lecho mayor y lechos de inundación; sin embargo, muchas veces los límites del lecho mayor o de la llanura de inundación no se distinguen claramente en el campo o en la fotografía aérea, a pesar de que han sido modelados en función de cierta frecuencia de gastos correspondientes a periodos críticos, y es que su presencia no puede definirse de una manera absoluta toda vez que, en ocasiones, no existe un límite topográfico o morfológico bien marcado, tal como ocurre con el lecho ordinario en el cual las riberas se definen fácilmente debido a la mayor frecuencia y persistencia del escurrimiento; por otra parte, concurren otros factores que complican el reconocimiento de los límites de las riberas altas; por ejemplo, la existencia de áreas cultivadas hasta las mismas márgenes del río, colonización de vegetación arbustiva y de manglar, obras de infraestructura o poblados que se disponen por cortos trechos en ambas márgenes del río.

En la porción cercana a la desembocadura, el río se encuentra sujeto a la acción de las corrientes de marea, correspondiendo prácticamente a las características de un estuario; por tanto, no es posible reconocer los mismos ele-

mentos del modelado fluvial que imperan a lo largo del río; por ello, en esta parte y en ambas márgenes del río se forman planicies de inundación permanentes que se manifiestan en el paisaje a través de amplias marismas o ciénagas pobladas de mangle.

Para precisar los principales mecanismos que animan el comportamiento del lecho, se analiza la fisonomía del modelado fluvial.

La presencia del patrón anastomosado permite deducir gran parte del comportamiento del cauce en los primeros kilómetros de recorrido que tiene el río al entrar en la llanura fluvial. El diseño anastomosado del cauce está indicando una excesiva carga de sedimentos gruesos incapaces de ser transportados con las descargas normales o en los flujos bajos y moderados del caudal; la pérdida de la capacidad de transporte se explica por una disminución de la velocidad de la corriente debido al brusco cambio de gradiente al dejar la montaña y entrar en la llanura aluvial; la abundante carga oblitera parcialmente el lecho fluvial, por acreción vertical que forma bajos o bancos aluviales que obstaculizan el libre flujo de las descargas, motivando una diseminación del escurrimiento a través de una incipiente red de canales trenzados; los obstáculos y la disgregación del escurrimiento conducen a mayor pérdida de energía debilitando aún más la capacidad de transporte, haciéndola insuficiente para provocar la remoción de la carga de fondo constituido en su mayor parte por clastos gruesos: cantos rodados, gravas y arenas gruesas.

Según Wolman y Brush (1961) citados por Meyerink (1970, p. 39), en este tipo de patrones la agradación sedimentaria del lecho reduce sensiblemente la profundidad del cauce; el fenómeno se contrarresta con una ampliación en la anchura del lecho, guardando, así, equilibrio entre las relaciones del caudal, anchura y profundidad. Como la corriente no ocupa más que una porción de la sección transversal del lecho, el diseño de los canales de descarga se arregla o se adapta con un incremento en el volumen, mediante el ensanchamiento de cada uno de los canales individuales, los cuales pueden unirse o combinarse ampliando el perímetro mojado de la sección transversal del lecho ordinario.

En las crecidas ordinarias los obstáculos formados por los bajos y bancos de aluvión axia-

les acentuarán aún más el nivel ascendente de la cresta de crecida, pronunciando la pendiente hidráulica, pudiendo provocar con ello posibles desbordamientos; mientras tanto, en el lecho puede tener lugar la remoción de la carga de fondo si la competencia es lo suficientemente alta para desplazar los aluviones gruesos. Según Strahler (1974, p. 481)... "La capacidad para mover la carga de fondo equivale a la velocidad del agua elevada aproximadamente a la tercera o la cuarta potencia".

Con las crecidas extraordinarias se profundiza el lecho, desplazando aguas abajo gran parte de los depósitos aluviales, pero posteriormente, al decaer el nivel en la etapa de descenso, se restauran las condiciones de aluvionamiento dando lugar a un nuevo diseño anastomosado.

Hay evidencias para pensar que el proceso de anastomosis se ha incrementado a últimas fechas, pues la estación hidrométrica de Yago, que tenía por objeto conocer las modalidades del escurrimiento en la llanura fluvial, tuvo que ser suspendida en el año de 1955, después de estar en servicio durante 15 años, para ser trasladada su estación de aforos 5 kms aguas abajo, debido precisamente a que la sección de aforo venía presentando problemas en su funcionamiento como resultado del diseño anastomosado del cauce, pues la inestabilidad del lecho y la presencia de bancos aluviales, así como los frecuentes cambios y bifurcaciones de la corriente, dificultan las observaciones hidrométricas.

Es factible que la consecuencia de estos cambios tenga su origen o relación a partir de las rupturas del equilibrio morfoclimático de la cuenca, provocadas por el hombre mediante la deforestación irracional o el cultivo sin emplear técnicas de conservación de suelos; factores que probablemente han repercutido en las modalidades del escurrimiento.

En el patrón meándrico las condiciones fluviales son muy distintas a las del sistema anastomosado, ya que la corriente al circular por las curvaturas meándricas adoptará condiciones especiales de flujo que se manifiestan principalmente por la variabilidad de cambios en la velocidad de la corriente, según se ha demostrado en los diversos estudios experimentales de hidráulica fluvial. Meyerink (1970, pág. 37), los sintetiza diciendo que, "la energía cinética de la masa de agua al entrar en la curva



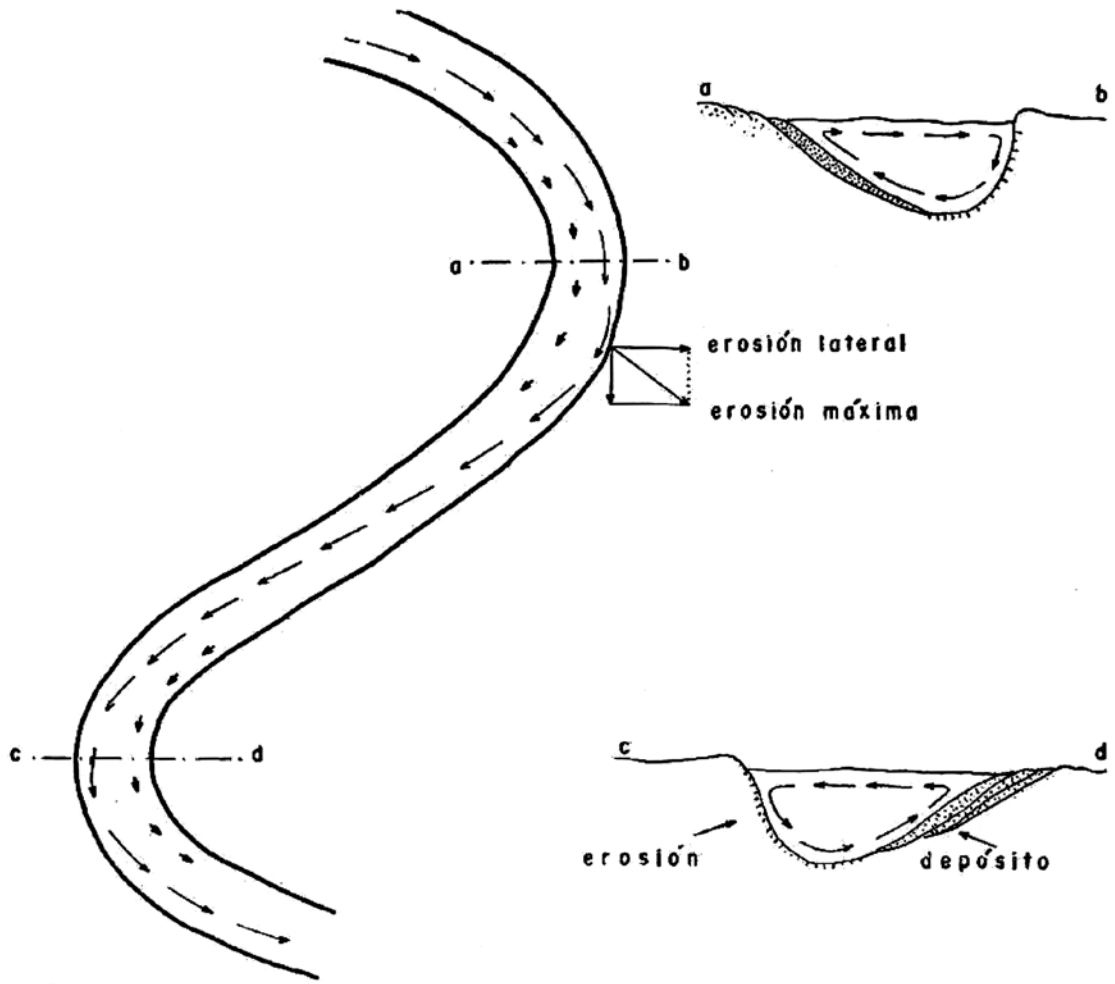


FIG. 7. Esquema que muestra la disposición del flujo en los meandros; las flechas largas indican la trayectoria de la corriente con mayor velocidad, y en perfil el efecto del flujo en las riberas. Figura basada en la de Soeters (1974, p. 54).

de un río, eleva ligeramente la superficie de agua en la curva exterior del meandro, iniciándose una clase de corriente rotacional, conocida como flujo helicoidal" (a manera de sacacorchos o desplazamiento en espiral) "responsable de la erosión en la ribera de la curva exterior y una acumulación en la porción interior de la curva", o sea que, el flujo de la corriente con mayor velocidad se desvía de la trayectoria axial del lecho y se concentra en la curva externa debido a la propia fuerza centrífuga del flujo (Fig. 7). Esta es la razón de la acelerada erosión de las riberas que forman la curva exterior.

También, aunque con menor energía y frecuencia, la erosión se hará sentir en los niveles

bajos del caudal, pues la socavación tiene lugar al pie o en la parte baja de talud que constituye la ribera, provocando desprendimiento de las orillas al perder su base de sustentación.

El desplazamiento del flujo hacia la curva externa trae consigo una reducción de la velocidad hacia la parte de la curva interna y, por tanto, una acumulación de la carga sobre la porción convexa, al disminuir la capacidad de transporte (Fig. 7). La corriente rotacional, al fluir en espiral río abajo, girando alrededor del flujo de mayor velocidad, erosiona las riberas externas o cóncavas y transporta los materiales arrancados, desplazándolos sobre el fondo del lecho, por efecto de la misma circula-

ción giratoria, hacia las márgenes opuestas o internas del meandro aguas abajo (fig. 7). De esta manera, la erosión y sedimentación se asocian en un proceso continuo bastante complejo, que constituye el reflejo de cierto estado de equilibrio entre estas dos acciones, procesos muy importantes ya que la trayectoria del curso meándrico es guiado a través de esta relación.

La acción de estos procesos parece cumplirse sin objeción alguna en los meandros del río Santiago, pues se observa con toda claridad los efectos de la dinámica fluvial, tanto en las márgenes sujetas a acelerada erosión, como aquellas expuestas a activa acumulación; incluso se les reconoce fácilmente por medio de la fotografía aérea, ya que las riberas de erosión se identifican porque sus márgenes están bien definidas, sus bordos forman taludes rectos y altos; en cambio las riberas de acumulación no están bien delimitadas, son bajas y yacen formando playas y bancos aluviales a lo largo de las orillas convexas.

La continuidad de los procesos erosivos y de acumulación, a través del tiempo se traducen en mayor desplazamiento lateral de los meandros que se lleva a cabo mediante un retroceso de las orillas cóncavas y un avance de las márgenes convexas, cuyo resultado es una exageración pronunciada de las curvaturas meándricas que tarde o temprano se han de estrangular. Simultáneamente con el desplazamiento lateral se verifica la migración del meandro río abajo, toda vez que el efecto erosivo resultante de la concentración del flujo hacia la curva externa no se efectúa exactamente en fase con el centro de la curvatura; por tanto, la excavación tiene lugar un poco más adelante, corriente abajo, sobre la ribera externa del meandro (fig. 7). Con base en estos conceptos se estará en posición de deducir, más adelante, los efectos derivados de los procesos fluviales en la migración de los meandros del río Santiago.

#### *Morfología de los lechos de inundación*

Si bien son notorios los efectos de la dinámica fluvial en el cauce del río Santiago, igualmente notables son los que se efectúan sobre los lechos de inundación, puesto que ponen en evidencia la mayor eficacia de los procesos fluviales durante las fases críticas con niveles altos del caudal, al revelar por medio de su mode-

lado tanto la inestabilidad del cauce como la energía o magnitud de las avenidas.

Los lechos de inundación se disponen en ambas márgenes del río Santiago; su presencia está caracterizada, en primer lugar, por el lecho mayor o llanura baja de inundación, que se sitúa a través de una estrecha franja que se extiende hasta quedar limitada por la ribera alta. Su morfogénesis está íntimamente relacionada con las inundaciones periódicas de las crecidas ordinarias, o con flujos a pleno bordo que llegan a desbordar abriéndose paso por medio de brechas o vertederos naturales que rompen y cortan el albardón de las márgenes por cualquier punto de debilidad de las riberas, causando frecuentes displayamientos en los depósitos o bancos que forman los diques naturales; sin embargo, los diques no se encuentran bien desarrollados, son bajos y de escasa pendiente sobre el flanco de la llanura de inundación, pero lo suficientemente altos para no permitir la integración del drenaje de la llanura de desbordes y el cauce. También se llegan a formar barras de meandro, pero sólo en muy pocas ocasiones se alcanzan a advertir claramente debido a que se encuentran disecadas por las huellas de corrientes de crecida; este hecho pone en evidencia la presencia de crecidas extraordinarias que erosionan e inundan hasta los mismos lóbulos de los meandros (carta geomorfológica).

La llanura de inundación correspondiente al lecho mayor excepcional, se caracteriza porque en ella tienen lugar, aunque esporádicamente, crecidas excepcionales que inundan la superficie de la llanura deltaica del río; su morfología se distingue por el establecimiento de innumerables meandros abandonados que dejan tras de sí numerosas formas relictas tales como: bancos aluviales, diques o albardones abandonados que forman resaltos a manera de terrazas dispuestas irregularmente de acuerdo con las antiguas trayectorias del río, barras de meandros, brazos cegados de crecida, e incluso antiguos cordones litorales. Esta numerosa variedad de formas relictas se entrecruza entre umbrales y depresiones que se disponen a través de toda la llanura fluvial. La superficie irregular y de poca pendiente de la planicie de inundación causa el estancamiento de las aguas pluviales o el de las inundaciones, permitiendo la existencia de cientos de cuerpos de agua que se instalan en las depresiones o zonas bajas que fun-

cionan a manera de cubetas de decantación durante el abatimiento o descenso de las inundaciones, acción que implica un entarquinamiento natural de las tierras bajas, al frenar y represar parcialmente la lámina de agua en áreas donde el drenaje es muy malo dada la irregularidad topográfica de la llanura de desbordes; favoreciendo de esta manera el desarrollo de condiciones palustres en las que la densa vegetación de tules y mangles reducen aún más la velocidad de la escorrentía laminar, permitiendo la acumulación de sedimentos finos.

La erosión en la planicie de inundación prevalece sobre la sedimentación mientras permanezca el aporte de agua de los desbordes en los que intervienen de manera preponderante los brazos de crecida; incluso entran en actividad temporal los brazos muertos o cegados que, por ser los más retirados del río y estar invadidos por densa vegetación palustre, frenarán hasta cierto punto el poder erosivo de la corriente.

De mayor significado por la eficacia erosiva son los brazos de crecidas, al canalizar o concentrar el flujo cuando la corriente tiende a seguir por el trayecto más corto y recto sobre el lóbulo del meandro, erosionando los depósitos de la curvatura interna (mapa geomorfológico), acelerando simultáneamente la migración progresiva de los meandros ríos abajo. Estos fenómenos revisten gran importancia porque son los causantes directos de las estrangulaciones por desbordes, efecto que se traduce en breves rupturas del equilibrio dinámico de los meandros, pues al acortar la longitud del río y aumentar la pendiente del cauce, se incrementa la potencia de la corriente y disipa la energía del flujo sobre los meandros más próximos río abajo.

La erosión y sedimentación concurren a modelar los lechos de inundación en una relación muy compleja, operando en forma semejante al del patrón meándrico en el que los procesos tienen su desarrollo dentro de un sistema de equilibrio que es sumamente difícil de analizar para poder llegar a definir o establecer tal balance. Al respecto, Soeters (1974, pp. 60-61) indica que, dentro de este estado de equilibrio puede dominar un ambiente de erosión o de depósito. El dominio de estos dos procesos se refleja en la llanura de inundación, por medio del desarrollo alcanzado por las formas de erosión o acumulación. "Cuando la erosión domina sobre la sedimentación se encontrarán bien

representados los complejos de orillares" (barras de meandro) "que corresponden a una sedimentación en el lecho del río relacionada con la erosión lateral. En el mismo caso se observará, debido a la erosión lateral pronunciada, una exageración de los meandros que dará por resultado la estrangulación de los mismos y la formación de cauces abandonados. Por tanto, la ocurrencia de muchos cauces abandonados indica, también, predominio de la erosión. Los diques naturales que se originan por una sedimentación activa durante los desbordes se desarrollarán menos"; por otra parte, "La continuidad de este régimen de erosión dispondrá que el río se encuentre en un nivel topográfico más bajo en relación con su llanura aluvial"; por consiguiente, los desbordes, generalmente, se limitarán a inundar la llanura baja o lecho mayor. Tales características corresponden en su totalidad a las de la llanura fluvial del Santiago.

En cambio, "de la misma manera, se entenderá que en un régimen de sedimentación se desarrollarán sobre todo los diques naturales y sus vertederos de desplazamiento. Este proceso puede llegar a elevar de manera considerable el lecho del río por encima de su llanura de desbordes, propiciando extensas inundaciones", características que no se ajustan a la expresión morfológica de la llanura fluvial en cuestión, aunque sabemos que tanto las formas de erosión como las de acumulación se encuentran frecuentemente representadas en la llanura aluvial del Santiago; la presencia de estos dos procesos quizá nos esté indicando condiciones diferentes en el régimen del río. "El predominio de la erosión o sedimentación dependen de la relación compleja entre el caudal, carga del material, pendiente del río, magnitud y frecuencia de las crecientes. Cambios en estos parámetros resultarán en cambios del régimen del río, de este modo se observarán fenómenos que se relacionan con ambos sistemas", Soeters (1974, p. 61).

#### *Modificaciones del curso meándrico*

Con el propósito de conocer los cambios del curso fluvial en los últimos 37 años, se analizaron de manera comparativa las imágenes de las diferentes fechas de vuelo, a fin de observar y medir algunas de las modificaciones más importantes del río.

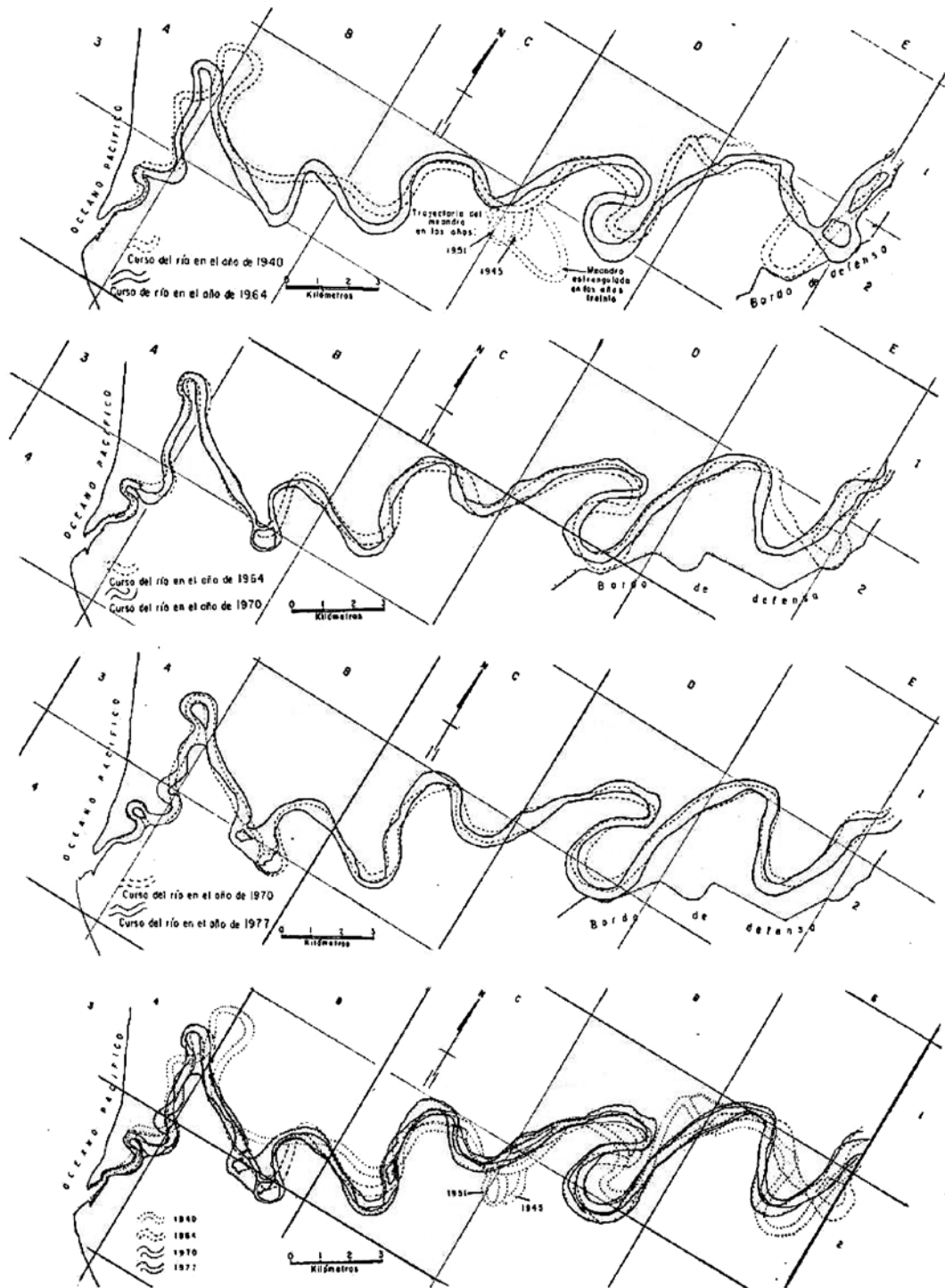


FIG. 8. Modificaciones del curso meándrico observadas en diferentes años.

En el mapa (fig. 8), se observa la configuración de los sucesivos emplazamientos del río en la llanura fluvial, en el que las modificaciones del curso meándrico se aprecian fácilmente.

Los cambios detectados dentro de la relación espacio-tiempo permiten observar y estimar la magnitud de los desplazamientos laterales y río abajo; sin embargo, hay que tener presente que no todos los meandros se trasladaron libremente, ya que algunos se han visto afectados en su desarrollo por la acción defensiva de los bordos que han retardado su crecimiento, además de haber modificado la trayectoria de las curvaturas; por esta razón, no es posible promediar el desplazamiento general de todas las curvaturas. En cuanto a los meandros libres que han persistido activos durante el lapso comprendido en este análisis, se han desplazado lateralmente entre 1 000 y 1 500 metros; a su vez, los movimientos río abajo han variado entre los 500 y los 1 000 metros. También se ha tenido oportunidad de seguir la secuencia completa de algunas curvaturas; es decir, desde el inicio de la formación de los meandros hasta su estrangulación, según se puede seguir en las trayectorias del curso mostradas en las secuencias de la figura 8.

Antes de valorar las diferentes fases de inestabilidad del cauce es conveniente retroceder en el tiempo unos cuantos años, a fin de que se puedan inferir algunos cambios efectuados con anterioridad a los del año de 1940; recurriendo, para ello, a los datos obtenidos de las encuestas de campo y a fuentes informativas de la prensa, toda vez que no hay registros sistemáticos para estas fechas, sino sólo vagos antecedentes que hablan del comportamiento fluvial del Santiago.

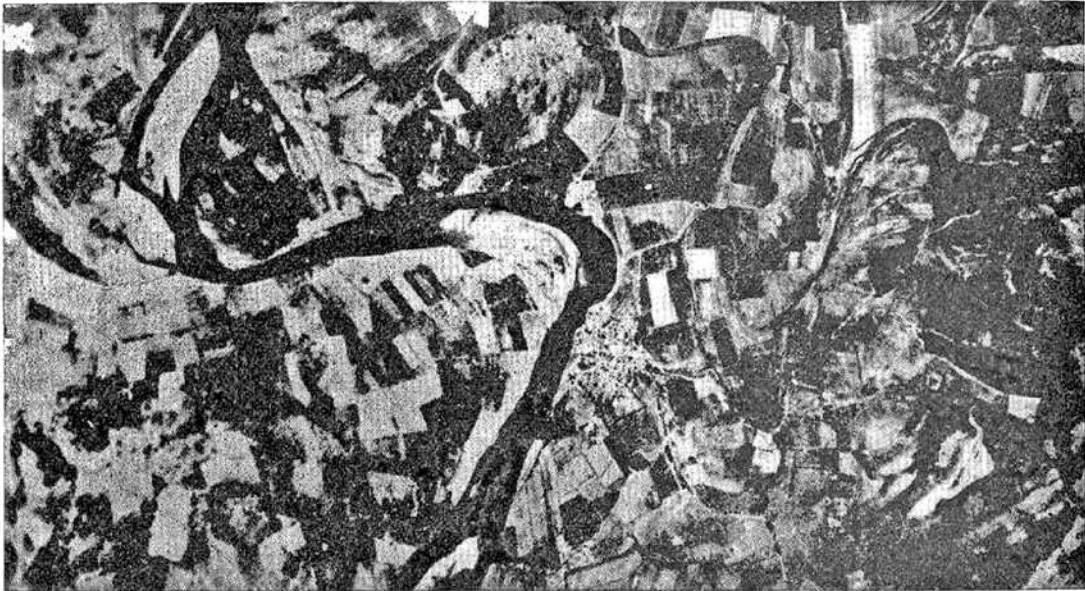
La noticia más lejana data del 1o. de enero de 1926, fecha en que ocurre una fuerte avenida que se recuerda por los vastos daños que tuvieron lugar; todo parece indicar que la población ribereña estaba desprevenida dada la fecha en que se presentó la creciente, fuera de la temporada de lluvias o crecientes y a que entonces no existía el servicio de previsión de avenidas; para nosotros es importante consignar este evento debido a que los efectos de la creciente se hicieron sentir en los esteros Del Rey y Pericos, ubicados muy cerca del puerto de San Blas (fig. 11), alterando local y parcialmente el drenaje de estos esteros, por el paso

de una corriente distributaria que tuvo que estar en actividad temporal durante corto tiempo, toda vez que ahora ya resulta imposible detectar los rastros del tal distributario en las fotografías aéreas, dada la densidad del manglar; en cualquier forma, el hecho es que un brazo distributario del Santiago se abrió paso, desviándose de la traza general del curso inferior, en una distancia de cerca de 10 kilómetros.

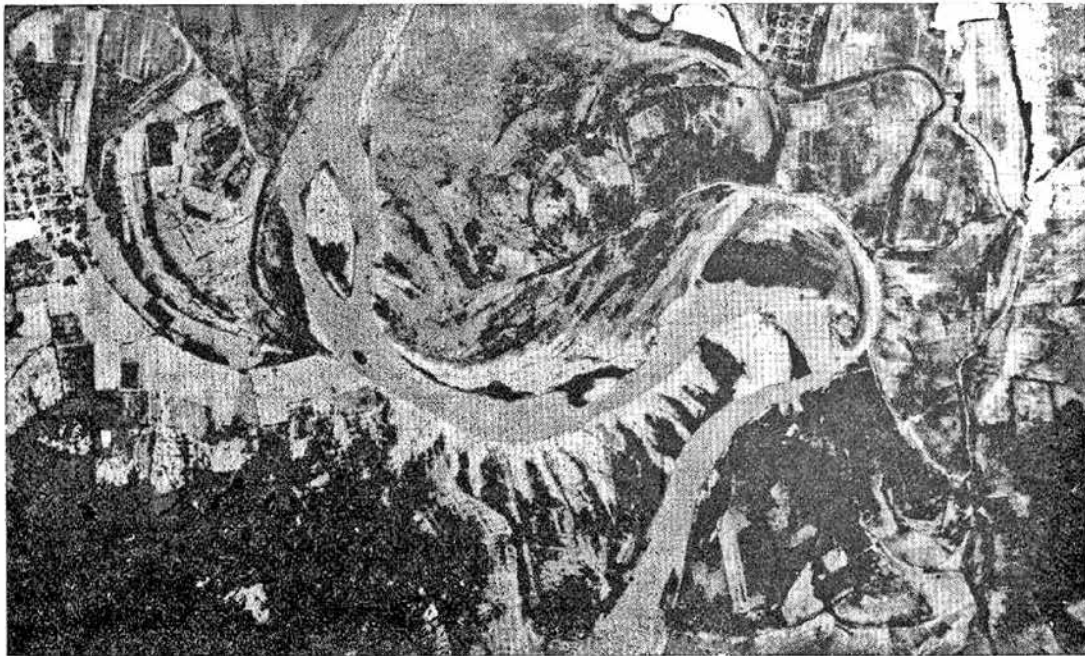
Otro elemento de análisis es la fotointerpretación de cauces y meandros abandonados; de éstos sólo fue posible seguir la trayectoria de unos cuantos cauces remanentes a través de cortas distancias, sin poder llegar a integrar con veracidad las trayectorias meándricas abandonadas, que estuvieron en actividad con anterioridad a las del año de 1940; no obstante, en ese periodo precedente hay numerosos rastros de meandros abandonados que atestiguan lapsos en los que el cauce estuvo sujeto a fuerte inestabilidad; sin embargo, también hay evidencias que permiten deducir largos periodos de relativa estabilidad, aun con caudales elevados, según se puede advertir por la morfología de algunas curvaturas abandonadas, a través de la formación sucesiva de barras de meandro, secuencia acumulativa que es posible seguir por decenas de metros, en las márgenes convexas; además, sobre los lóbulos de algunos meandros no hay huellas de brazos de crecidas, ni se presentan otros rasgos erosivos y sí, en cambio, se conservan las barras de meandro.

El análisis de las principales modificaciones del río, en los últimos 37 años se hace con base en la evaluación morfométrica del sinuoso curso fluvial, empleando para ello el material fotográfico de las diferentes inspecciones aéreas, cuyos resultados se sintetizan en la siguiente tabla:

| AÑOS                      | 1940 | 1964 | 1970 | 1977 |
|---------------------------|------|------|------|------|
| Longitud del curso en Kms | 45.6 | 46   | 52.5 | 48.4 |
| Pendiente media en m/Km   | 0.21 | 0.20 | 0.19 | 0.20 |
| Relación de sinuosidad    | 1.50 | 1.65 | 1.94 | 17.7 |
| Meandros activos          | 14   | 13   | 13   | 12   |
| Meandros estrangulados    |      | 5    | 1    | 3    |



1964



1970

FIG. 9. Evidencia de la dinámica geomorfológica de los meandros, fotografías tomadas con 6 años de diferencia. El meandro llegó a desplazarse lateralmente, una distancia de más de 650 metros.

Tales datos se interpretan de la siguiente manera: al comparar el trazado del curso meándrico en el año de 1940 (fig. 8), y los registros del mismo año consignados en la tabla anterior, podemos notar que la relación de sinuosidad llega a la mínima expresión, toda vez que el coeficiente de sinuosidad es de 1.5, o sea el valor límite inferior para seguir considerando a un río dentro del patrón meándrico, Leopold y otros (1964, p. 296). Este fenómeno se advierte en forma muy clara en la mayoría de los meandros que se disponen formando curvaturas muy amplias y poco pronunciadas: tal diseño nos conduce a deducir que el río rectificó su curso en varias ocasiones durante el decenio de los años treinta, elevando su pendiente y acortando la trayectoria de su recorrido mediante la estrangulación de un grupo de meandros ubicados en su mayoría en el sector B3 y C3 de la retícula de la figura 8, correspondiente al año de 1940, o sea a la parte media del curso, pues en los extremos del sinuoso curso se disponen meandros cuya amplitud de onda supera en ocasiones la longitud del meandro. Por otra parte, tal disposición lleva a conocer con cierta exactitud los cambios comprendidos entre los años de 1940 y 1964, pues este periodo es más que suficiente para que gran parte de los meandros de mayor amplitud se estrangulen propiciando un crecimiento acelerado de las curvaturas inmediatas de río abajo, algunas de las cuales tuvieron una vida efímera, puesto que ya en el segundo examen de las imágenes aéreas del año de 1964, estos meandros se encuentran estrangulados (sector D2, D3 y A3, fig. 8). A pesar de que en este lapso se estrangulan cinco meandros, el río se conserva en estado de equilibrio, pues para el año de 1964 se han formado cuatro meandros más y el valor de la sinuosidad se incrementa en los persistentes meandros activos, contrarrestando o regulando los efectos de las estrangulaciones, mediante amplios desplazamientos laterales.

Para el periodo de los años de 1964-1970, la magnitud de los cambios considerados se incrementa de manera notable, toda vez que en el corto lapso de la temporada de lluvias de este periodo persistieron frecuentes avenidas entre las que destacan las crecidas extraordinarias acaecidas en agosto y septiembre de

1967, provocando con ello importantes modificaciones en la morfología de los meandros, como puede apreciarse en el ejemplo de la figura 9.

En efecto, los cambios que acontecen en sólo 6 años son considerables, pues para el año de 1970 se registra la más alta sinuosidad del cauce, que se expresa por mayor amplitud lateral de todas las curvaturas (fig. 8), con una consecuente disminución de la pendiente y un incremento notable de la longitud del curso, en más de 6.5 Kms, o sea 1 083 m por año.

La tendencia a incrementar el valor de la sinuosidad probablemente prosigue hasta octubre de 1973, cuando ocurre la mayor crecida extraordinaria, registrada desde que empezó a operar la medición de aforos, en el año de 1940, con un gasto máximo instantáneo de 6 850 m<sup>3</sup>/s; tal avenida origina la estrangulación de 3 meandros que se agrupan en el tramo del curso abajo (A3, A4 y B4, fig. 8), acortando sensiblemente la longitud del curso y la sinuosidad del cauce (carta geomorfológica). Los efectos de este fenómeno todavía pueden observarse en los valores morfométricos del año de 1977.

El desarrollo geomorfológico de los meandros del río Santiago permite definir ciertas propiedades de su trazado. Por principio, se ha observado que el proceso de estrangulación se verifica generalmente por la presencia de las avenidas, cuando los desbordes pasan y cortan el cuello de los meandros, y no por el desplazamiento continuo de las riberas. Con respecto a su comportamiento dinámico, se ha visto que en cualquier sector del curso meándrico pueden reunirse curvaturas muy activas en su expansión, propiciadas porque inmediatamente río arriba de estos meandros predominaron los fenómenos de estrangulación, mismos que tienen lugar sobre los meandros donde generalmente domina la amplitud de onda; una vez estrangulados se acorta la longitud del curso y pierde sinuosidad, por lo que se eleva la pendiente de su lecho con el consiguiente aumento en la velocidad de la corriente y continúa erosionando y exagerando de manera más rápida y renovada las curvaturas que se ubican río abajo; a su vez, estos meandros posteriormente tenderán a estrangularse al ir perdiendo pendiente por la migración lateral de las riberas.

### *Efectos de la dinámica fluvial en la agricultura y núcleos de población*

Universalmente conocidas son las graves pérdidas derivadas de las crecientes e inundaciones, de aquí que no se ponga mayor énfasis en este ensayo; sólo, y a manera de información, se mencionan algunos datos con el fin de dar idea de los daños causados por las avenidas.

Aproximadamente en el 80% de la superficie total adoptada para fines agrícolas se cultiva tabaco, pero éste se encuentra a salvo de las inundaciones porque su cosecha se recoge antes de la temporada de lluvias o crecientes; sin embargo, las plantaciones de plátano, mango, aguacate y cítricos, así como algunos cultivos de maíz, sorgo, frijol, jitomate, ajonjolí y chile se pierden en proporciones de gran cuantía, mermando sensiblemente la producción agrícola; por ejemplo, en la crecida de octubre de 1971 se calcularon daños, sólo por concepto de las plantaciones plataneras, de 28 millones de pesos, y se reportaron 24 000 damnificados. Anteriormente, en septiembre de 1967, hay una crecida con carácter de extraordinaria, que inunda 50 000 hectáreas, se reportan 20 poblaciones dañadas y más de 45 000 damnificados, cifras que tienen proporciones de catástrofe. Datos tomados de los archivos de impresores de periódicos locales, "El Sol de Tepic" y "El Tiempo de Nayarit", de diversas fechas.

Otro problema realmente grave son los efectos de la dinámica fluvial en los núcleos de población, dada la inadecuada ubicación de los asentamientos humanos. En ambas márgenes del río se distribuyen dos ciudades y 24 poblaciones ribereñas que suman más de 55 000 habitantes; y dichas localidades, además de estar expuestas a la amenaza constante de las inundaciones, están en constante peligro como consecuencia de la inestabilidad del cauce; son muy numerosos los casos en que los habitantes se han visto forzados a huir, porque sus propiedades han quedado al paso de la corriente, debido a una rápida migración de los meandros o como resultado de los brazos de crecidas al canalizar los caudales extraordinarios; aun con esto sus habitantes vuelven a establecerse en las márgenes del río, invirtiendo fuertes erogaciones en la construcción y mantenimiento de bordos de defensa contruidos no con el fin de controlar o contener el agua en su propio cauce, sino sólo como un remedio para atenuar o dis-

minuir los daños a la población. En efecto, generalmente los diques o bordos de protección se construyen circundando parcialmente a ciudades y localidades menores (carta geomorfológica); por supuesto, su efectividad es transitoria puesto que los bordos resisten temporalmente la erosión del socavamiento; otras veces, con frecuencia, las aguas se trasminan y se opta por reforzar el terraplén del bordo; en los casos extremos, cuando la presión del agua causa cuarteaduras o cuando las filtraciones son importantes, se opta por dinamitar el bordo en la parte que representa el menor peligro posible, para evitar mayores desgracias. El caso más afortunado es cuando se han construido los diques cercanos a la curvatura exterior y el meandro se estrangula abandonando su cauce, alejándose de los bordos y siguiendo una renovada trayectoria; otra práctica común es proteger las orillas a base de espigones, con el objeto de reforzar los bordos a fin de amortiguar el impacto de los socavamientos y provocar la sedimentación atrás de estos obstáculos (fig. 10).

Sin embargo, los espigones son de eficacia relativa, ya que dichas estructuras, al obstruir el flujo de la corriente, ocasionan la reducción de la velocidad del agua en áreas adyacentes a las riberas, propiciando la acumulación de sedimentos a la vez que el amontonamiento y concentración de troncos, ramas y desperdicios, entre otros; dichos escombros, al ceder en las crecidas, se han de precipitar con gran violencia, pudiendo ser muy peligrosos para las zonas habitadas; por otra parte, los bordos y espigones de defensa permiten que se incremente la velocidad de la corriente en el centro del cauce y se eleve el tirante de agua en las avenidas, por lo que la creciente tendrá que desbordar, río abajo, en las orillas desprovistas de bordos, al disminuir la capacidad de contención del lecho.

Al evocar algunos de estos ejemplos podemos valorar la magnitud de los problemas a los que se tiene que enfrentar la población y que, en términos generales, se refleja en doble pérdida económica; por un lado las onerosas erogaciones que hay que invertir en la construcción y mantenimiento de bordos y, por otra parte, directamente los daños producidos por las avenidas; en este sentido, el caso más notable lo constituye el puente de la ciudad de Santiago Ixcuintla, administrado por una sociedad cooperativa que cobra peaje para el constante mantenimiento, ya que cada año se reconstruye el





FIG. 10. Vista de un espigón construido para proteger de la erosión las márgenes del río.

puede ser destruido por el río o el puente tras el paso de las avenidas o se vuelve a construir totalmente en las crecidas máximas.

Sin embargo, el problema que realmente parece inquietar a la población ribereña es el de la tenencia de la tierra, derivada de la trayectoria divagante del curso. Las tierras de labor adyacentes a las riberas son las más valiosas en cuanto a su ubicación, pues ésta permite que sean fácilmente regadas por bombeo. Una vez que el curso del río se desvía y desplaza sobre las parcelas, queda ocupando su lugar el cauce o parte de él, originando problemas en la tenencia de la tierra, ya que las tierras comprendidas dentro de la curvatura interna van ganando nuevos terrenos al ir emigrando el meandro; en cambio en las riberas de erosión las van perdiendo; surgen reclamaciones y disputas por las tierras ganadas en la porción interior del meandro, incluso hay casos en los cuales los campesinos pierden totalmente sus tierras mientras perdura el río en determinada trayectoria. El problema se complica, máxime que la fisonomía del modelado del patrón meándrico

es variante y no hay puntos fijos naturales o artificiales perdurables, de referencia, en ambos márgenes del río, pues la mayoría tienen una posición efímera; por esto, muchas veces los campesinos se ven imposibilitados para delimitar sus parcelas de manera segura una vez que pasa la creciente o el periodo de avenidas.

Por consiguiente, es necesario que el Estado aplique con mayor eficacia los reglamentos que se derivan de la Ley General de Asentamientos Humanos, regularizando las localidades existentes y las que están por crearse a lo largo de los ríos, no sin antes hacer los correspondientes estudios que lleven a una mejor organización del espacio.

#### *Conclusiones y sugerencias*

Una vez conocidos los principales mecanismos que animan el comportamiento del río Santiago en su tramo final, el planteamiento del problema se restringe a proponer soluciones que lleven a mejorar las condiciones del drenaje,

con el propósito de evitar mayores daños, y a fin de elevar la utilidad de los terrenos en la llanura de inundación, mediante el control de avenidas, con obras destinadas a estabilizar el cauce.

Si observamos que las obras de control de avenidas son diseñadas en su mayor parte con el fin de contener las aguas de la creciente en un sector dado del curso fluvial, ya sea por medio de bordos o para represar los volúmenes extraordinarios con el objeto de reducir sensiblemente el escurrimiento río abajo, o bien por obras que faciliten el mejor drenaje, tales como: dragados, cortes o rectificación de cauces, drenes o canales de alivio, etc., se comprenderá la envergadura de los trabajos que se deben emprender y los enormes gastos que ello representaría; por eso, las posibilidades de que se apliquen obras de control de avenidas se limitan generalmente a países ricos, ávidos de seguridad absoluta. De aquí que cualquier sugerencia deberá estar apegada a la realidad del contexto social y económico del país o de la región; por ejemplo, sería muy deseable atacar desde sus orígenes el problema de las crecientes, o sea, eliminando las causas que propician rápida concentración del agua; claro que esto implica un estudio previo con vías a la ordenación integral de la cuenca hidrográfica, lo que, a su vez, necesariamente involucra: programas de reforestación y una política que conduzca al aprovechamiento racional de los bosques, rehabilitación de tierras erosionadas, corrección de torrentes, nivelación de terrenos, o prácticas de conservación de suelos, así como la regeneración de pastizales, entre otros. Se trata, pues, de una realización global de múltiples tareas tendientes a restablecer el equilibrio natural, logrando simultáneamente aumentar los valores de la infiltración reduciendo el volumen de los escurrimientos superficiales, además de retardar la circulación del agua en la cuenca, evitando, de este modo, los pronunciados ascensos de la onda o cresta de crecida y restringiendo la frecuencia de las oscilaciones del caudal; en esta forma la población de río abajo estaría en mejor posición para hacer frente a las avenidas ordinarias. Claro está que estas medidas no son sólo de particular interés para la cuenca que nos ocupa, sino deseables en todas, a nivel nacional; por supuesto, esta tarea, aun para la cuenca en cuestión, es por ahora altamente improbable de realizar dado el

nivel económico y la falta de orientación o instrucción de nuestra población y, en particular, la del campesino. De aquí que cualquier obra para el control de avenidas se realice casi siempre en función de la prioridad o urgencia del problema, como mero paliativo, al no corregir los errores que desencadenan este tipo de fenómenos y, consecuentemente, sin conseguir llevar a la práctica tareas conservacionistas y de prevención.

La complejidad del problema lleva a optar, de acuerdo con las circunstancias, por las alternativas más viables, sin que por esto se quiera entender renunciar a los objetivos más deseables.

El programa de obras destinadas al control de avenidas deberá estar justificado económicamente en razón directa de los beneficios que con ello obtendrá la población; o sea, mediante el incentivo económico las personas actúan una vez convencidas de las ventajas o beneficios que obtendrán en sus tierras y cuando disponen de los medios para ello. Este sería el punto de partida vital para cualquier programa de obras encaminadas a resolver los problemas.

Por su importancia, las obras deben ser planeadas y destinadas de acuerdo con un orden de prioridades, es decir, las primeras serían aquellas que conduzcan a resolver los problemas más inmediatos o de emergencia que, de hecho, son los que se presentan año con año en la temporada de crecientes. Dichas obras, como ya se ha referido, son de protección más que de control.

En segundo lugar, por orden de prioridad, estarían las obras a corto plazo, las destinadas a controlar las avenidas estabilizando el cauce en el curso bajo, que son las tendientes a redituar beneficios inmediatos al evitar los daños y elevar la rentabilidad de los terrenos.

Por último, las obras futuras o de largo plazo, las tareas conservacionistas o de prevención encaminadas a la ordenación integral de la cuenca, las cuales, por su misma naturaleza, son las que reditúan beneficios a largo plazo y ameritan un estudio integral de la cuenca, por lo que escapan al cometido de este trabajo; por tal motivo, sólo nos limitaremos a sugerir las obras de mayor prioridad.

#### *Obras de emergencia*

El sector del río que requiere de atención inmediata en la próxima temporada de crecien-

tes, por el peligro potencial que presenta el desplazamiento del meandro que se ubica frente a la población de Aután (carta geomorfológica), en donde el estrecho cuello del meandro, de sólo 290 metros de ancho, se estrechará aun más durante las próximas avenidas; a esto hay que agregar que, por ahora, la amplitud del meandro excede a su longitud en 160 metros. En consecuencia, es casi seguro que el meandro se estrangule en un lapso no muy largo; incluso pudiera suceder en la próxima temporada de lluvias, y de llevarse a cabo, la corriente recorrería la trayectoria del río en casi cinco Km.

Una vez abandonado el meandro con esta captura, la corriente adquiriría una potencia inusitada cuyas repercusiones se harían sentir en los próximos meandros de río abajo, afectando sobre todo a las siguientes poblaciones ribereñas; Puerta de Mangos, Cañada del Tabaco y Los Otates; en esta última población las condiciones son críticas, sólo faltan unos 75 metros para que el río se canalice sobre las propiedades existentes. En el lugar se han hecho mediciones en el transcurso del año 1976; la corriente socavó las orillas cóncavas del meandro en más de 100 metros. Con anterioridad (período 1971-1976), el meandro de Los Otates se ha desplazado lateralmente afectando las instalaciones tabacaleras, siendo necesario trasladar los hornos de tabaco a lugares más retirados; además, el río terminó por encauzarse y llevarse a su paso las plantaciones de mango de esta población. Los bordos de defensa, si es que todavía pueden llamarse así, dadas las condiciones en que se encuentran, son rápidamente socavados y presentan frecuentes desprendimientos. La ribera de la curva exterior del meandro se encuentra amenazado a menos de 100 metros la carretera Corchos-Santiago Ixcuintla, columna vertebral de las comunicaciones de la región (mapa geomorfológico); por tanto, es urgente la construcción de nuevos bordos a los que hay que reforzar con espigones a fin de disminuir, hasta donde sea posible, la acción acelerada de la socavación. En semejantes circunstancias se encuentran los bordos que defienden dicha carretera, en el trayecto cercano a la población de Amapa, y no mucho menos importantes son las obras tendientes a reforzar los diques de las siguientes poblaciones: Puerta de Mangos, Cañada del Tabaco, Aután, Playa Ramírez, Isla del Conde y Lares y Góngora número 2.

### *Obras a corto plazo*

Existen diversos proyectos de la Secretaría de Agricultura y Recursos Hídricos, para el control efectivo de las inundaciones, que no han sido susceptibles de aplicación debido precisamente al alto costo de las obras; una de ellas es la construcción de la gigantesca presa hidroeléctrica de Aguamilpa, que se equiparía en magnitud con las más importantes presas del país, que, además de la generación eléctrica tiene el propósito de controlar las avenidas; sin embargo, a cambio de ello se correrían otros riesgos que a nuestro juicio no deben dejarse de mencionar. La depositación de sedimentos en el delta se reduciría a su mínima expresión como consecuencia de su retención en la presa, toda vez que la obra se construiría muy cerca de la desembocadura del río Santiago, a menos de 140 kms río arriba; máxime que en los primeros 73 kms correspondientes al trayecto del río en la llanura costera no recibe ningún tributario. En los restantes 67 kms de recorrido del río en la sierra, hasta la boquilla de Aguamilpa, tampoco recibe afluentes que provengan de cuencas importantes, por ser éstas de corta extensión y no contar con un relieve acentuado, de lo que se infiere un bajo aporte de sedimentos; por eso, una parte importante de la reducida carga que aportaría el río tendría su fuente de sedimentos a partir de las propias vertientes y paredes del cañón que tiene el río en su trayecto por la sierra. En esta forma, la reducida cantidad de sedimentos que aportaría el Santiago alteraría por completo el sistema de sedimentación en el delta.

Relacionando este problema con los trabajos de Curray y otros (1963, 1964 y 1969), se ha establecido que el comportamiento regresivo de las costas bajas arenosas del Estado de Nayarit se deben primordialmente a la alta carga de sedimentos del río Santiago que, al depositarse en el mar, propicia una rápida sedimentación en el litoral, superior a la lenta transgresión marina actual. La regresión no es uniforme a todo lo largo de la costa, sino tiene lugar a partir de los centros de depósito o desembocaduras; pero, como las bocas varían de lugar debido a los cambios del curso fluvial, se redujo drásticamente el flujo de sedimentos en las bocas abandonadas y áreas adyacentes, iniciándose de inmediato una erosión en esta porción de la costa; en cambio, en las desem-

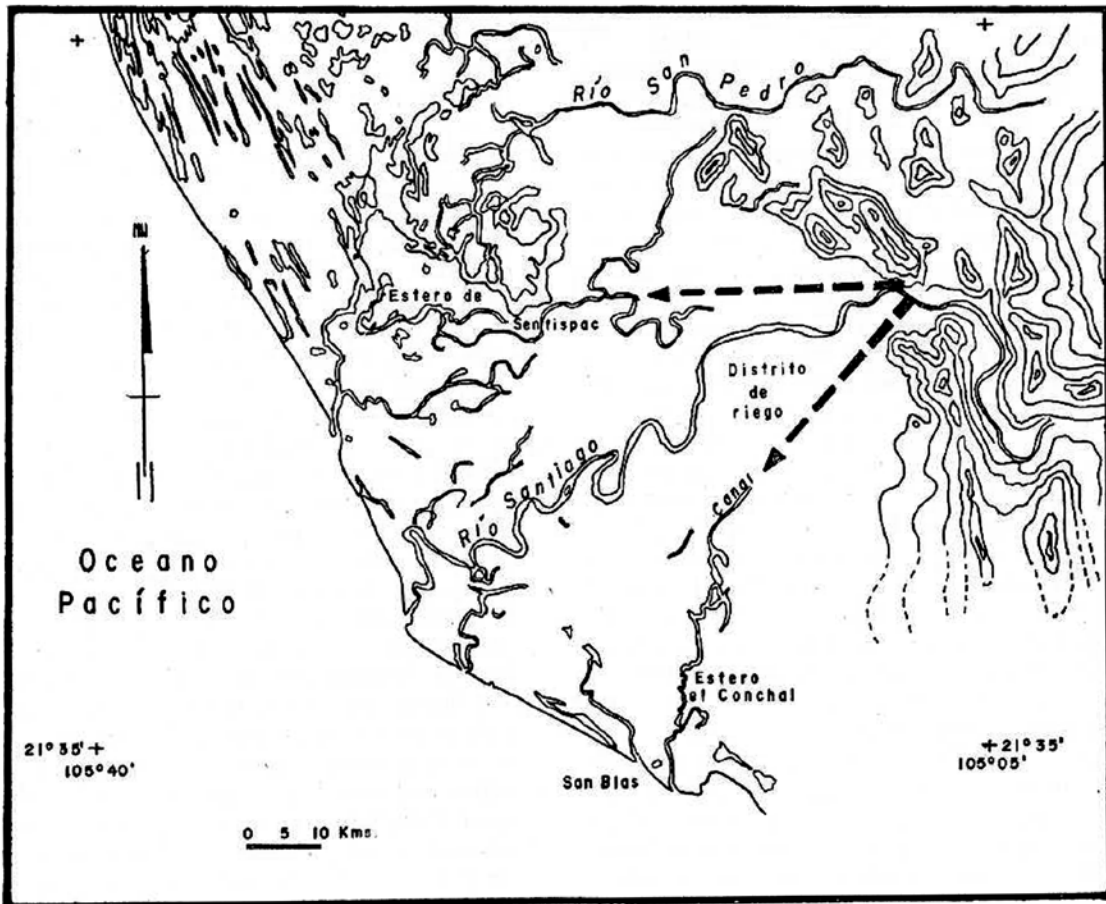


FIG. 11. Mapa del delta, en el que se muestra la posible ubicación de los canales derivadores.

bocaduras donde hubo alta contribución de sedimentos se favoreció activa regresión.

En el estudio del delta del río Balsas, Gutiérrez (1971) comprueba el proceso erosivo de la costa, que se manifiesta por un acelerado retroceso del frente deltaico, debido a la construcción de dos grandes presas muy cercanas al mar, la del Infiernillo y La Villita que han impedido cuando menos el aporte de sedimentos gruesos. Semejante situación podría esperarse en la llanura deltaica del río Santiago, con la construcción de tal presa.

Los problemas derivados de este tipo de solución no se limitan al proceso erosivo de la costa deltaica, puesto que se altera todo el sistema fluvio-marino; por ejemplo: la condición de equilibrio existente entre la erosión y la sedimentación se trastornaría totalmente en

la llanura fluvial y sobre todo en el curso bajo del río, siendo reemplazada por un dominio o ambiente de erosión, al cambiar el régimen del río, puesto que la presa, al operar como una trampa de azolves muy eficiente, suspende la disponibilidad de sedimentos aguas abajo; por tanto, la energía de la corriente se limitará a excavar su propio lecho alterando, de este modo, la condición de equilibrio anterior. El perfil longitudinal del río se modificará al producirse la incisión del lecho por erosión, permitiendo en su curso más bajo mayor penetración río arriba de la cuña salada de marea; además, al disminuir el volumen de las descargas, existe el peligro de favorecer las intrusiones salinas al descender los niveles freáticos, afectando porciones de la llanura próximas al litoral. Las consecuencias de tales modificacio-

nes repercutirán en el medio ambiente, alterando los suelos, la vegetación y cultivos. Los bajos volúmenes de las descargas, aunados a los cambios de la calidad del agua, tendrían que afectar la productividad biótica en pantanos, manglares, lagunas litorales y áreas marinas adyacentes de gran producción pesquera.

Otra de las medidas proyectadas por las autoridades es la de construir paralelamente, en ambos márgenes del río, drenes a fin de derivar las aguas excedentes, facilitando el desalojo de las aguas de avenida. Apoyándonos en la idea de esta medida y para evitar soluciones onerosas, se propone, al igual que los deltas con brazos distributarios, emular el diseño de su drenaje por medio de las derivaciones de corrientes distributarias, aprovechando para ello la existencia de cursos de cauces antiguos que se comunicarían al río por medio de la construcción de cortos canales derivadores para las demasías; ya que existe el desnivel o condiciones topográficas favorables que posibilitan el funcionamiento hidráulico correcto de los drenes; para ello, los canales deberán construirse en la parte alta de la llanura aluvial; asimismo, se aprovecha la mayor estabilidad del curso fluvial en el patrón recto. Ahora bien, la nueva red distributaria podría integrarse al distrito de riego del río Santiago con algunas obras complementarias, por ejemplo, por medio de tomas directas y la construcción de vertederos o compuertas hechos en las riberas especialmente consolidadas y acondicionadas, con el propósito de regular el gasto, obteniendo un control absoluto de los volúmenes que se vayan a utilizar, si se juzga necesario. Para tales efectos se utilizarían dos de los brazos remanentes del San-

tiago (fig. 11): para la porción noroccidental de la llanura, el antiguo cauce de los ríos San Pedro-Santiago hoy llamado estero de Amapa y Sentispac, que desagua en las extensas marismas y esteros de Camichín; hacia el sur, por el brazo cegado del Santiago, hoy llamado río del Aguacate, que desemboca en las marismas de Soquipa que, a su vez, comunican a las marismas de San Blas por el estero El Conchal (fig. 11). Por supuesto, para el óptimo funcionamiento de los nuevos distributarios es necesario hacer cortes o pequeñas rectificaciones, a fin de elevar el gradiente de los anegados cauces, con objeto de incrementar la velocidad de la corriente; en esta forma y de manera simultánea, la erosión lineal se encargaría de excavar el fondo para ahondar los lechos inactivos, evitando azolves y aumentando la capacidad volumétrica para que los cauces estén en condiciones de desalojar de manera rápida los excedentes.

Los beneficios de estas obras no se reducen sólo a resolver el problema en los niveles altos del caudal; la afluencia de renovados escurrimientos en las áreas litorales rehabilitaría el ecosistema de albuferas y marismas ya que, controlando el adecuado aporte de volúmenes se eliminaría el eterno problema de falta de oxígeno disuelto en las aguas, y su alta salinidad en la temporada de secas, además de permitir y mantener la apertura de bocas en el litoral, con el consiguiente intercambio de aguas marinas y dulces, aun en el periodo de sequía, condiciones que contribuirían a mejorar las pesquerías, en especial a las poblaciones de camarón y ostión, en los más importantes distritos acuícolas del país.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Curray, J., Emmel, F. y Crampton, P. 1969. "Holocene history of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit", México. *Memorias del Simposio Internacional de Lagunas Costeras*, UNAM-UNESCO, p. 63-100. México, D. F.
- Curray, J., Moore, D. 1963. "Sedimentos e Historia de la costa de Nayarit, México", *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, tomo XXVI No. 2. p. 107-116.
- Curray, J. "Pleistocene deltaic progradation of Continental terrace, costa de Nayarit, México", en *Memoir 3, a Symposium, Marine Geology of the Gulf California*, pp. 193, 215. Edit. Van Andel y Sher George Jr., American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.
- Gutiérrez, E. 1971. "Fisiografía y Sedimentación del delta del río Balsas, Michoacán, México". *Boletín No. 93*, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Koopmans, B. 1971. *Interpretación de fotografías aéreas en la morfología costera* (relacionada con proyectos de ingeniería). Centro Interamericano de Fotointerpretación, Bogotá, Colombia.

- Leopold, L., Wolman, M. y Miller, J. 1964. *Fluvial processes in geomorphology*, Ed. W. H. Freedman. San Francisco.
- Mayerink, A. 1970. "Photo-interpretation in hydrology, a geomorphological approach", en *I. T. C. Textbook of photo-interpretation*. Capítulo 3, Vol. VII. *Use of aerial photographs in geomorphology*. Delft. Holanda.
- Moore, D., Curray, J. 1964. "Sedimentary framework of the drowned pleistocene delta del rio Grande de Santiago, Nayarit, México." Sobretiro de *Delta and Shallow Marine Deposits*. Vol. I, pp. 275-281. *Developments in Sedimentology*. Ed. por Van Straaten Elsevier Publishing Company. Amsterdam.
- Ruhe, R. 1975. *Geomorphology*. Houghton Mifflin Company, Boston.
- Russell, R. 1976. *River and delta Morphology*. Louisiana State University Press. Coastal Studies No. 20.
- Secretaría de Recursos Hidráulicos, 1973. *Boletín Hidrológico* No. 52, Tomos I-II-III.
- Soeters, R. 1974. *Apuntes sobre la clase de geomorfología*. Centro Interamericano de Fotointerpretación. Bogotá, D. E.
- Strahler, A. 1974. "Morfología fluvial" en: *Geografía física*, p. 477-495. Omega, Barcelona.
- Verstappen Hth. 1968. *Geomorphology in deltas studies*. The International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences (ITC) series B. No. 24 Delft, Holanda.

#### AGRADECIMIENTO

Se agradece la eficaz colaboración del geógrafo Omar Moncada Maya, por su valiosa ayuda en los trabajos de campo; de los maestros

Gilberto Hernández Corzo y Alberto López Santoyo, por sus valiosas sugerencias, y del profesor Carlos Jaso Vega, corrector y revisor del manuscrito.

# 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 glacis surrounding 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 glacis.

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

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

---

\* 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 reinterpreto 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, Tlalpujahua 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:

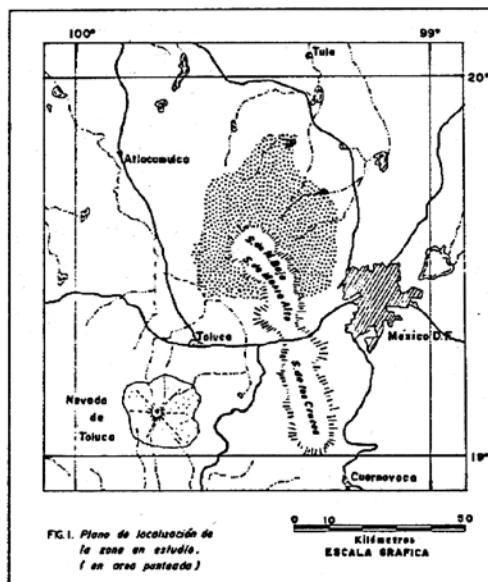
- 1) Cadenas montañosas volcánicas, de edad neógeno-cuaternario, que se encuentran circundando las planicies acumulativas.
- 2) Declive transicional: franja de piedemonte formada de productos volcanoclásticos y material sedimentario de origen deluvial, proluvial y coluvial de edad plioceno-cuaternario.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

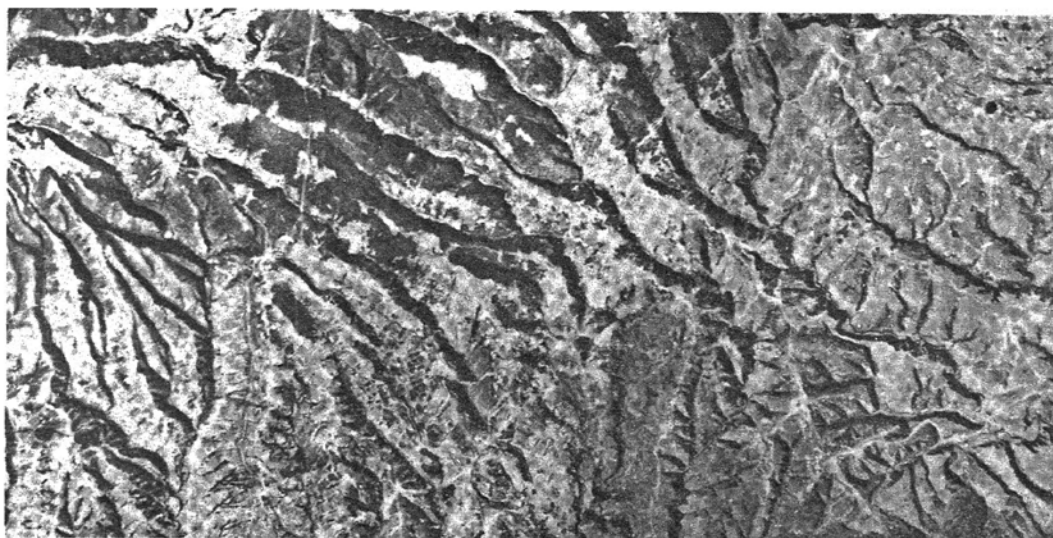


Figura 2. Valles de perfil disimétrico entre los restos de la rampa de piedemonte, en las cercanías de la presa Taxhimay.

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° y 2° 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 monogenéticos (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 acumulamientos 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 fanglomerados 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 glaciplanación 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 morfofenético 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 glaciares.

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° a 15° 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

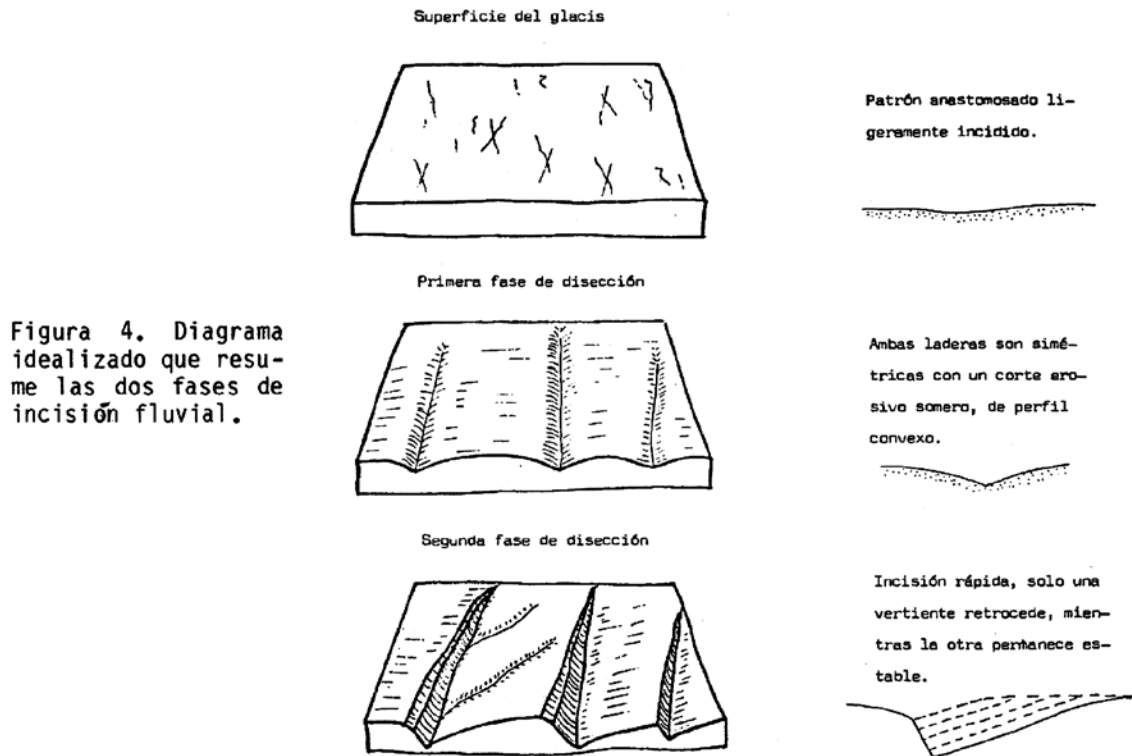


Figura 4. Diagrama idealizado que resume las dos fases de incisión fluvial.

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.

#### SÍNTESIS 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).

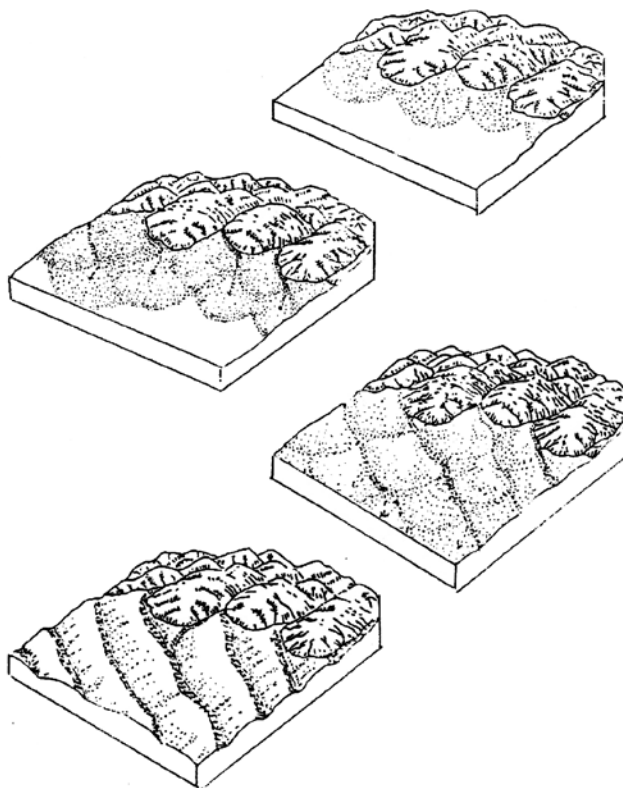


Figura 5. En perspectiva, se muestra hipotéticamente el desarrollo evolutivo del piedemonte, a través del crecimiento por relleno acumulativo proluvial y la disección posterior, la cual se dispone con una trayectoria de dirección diagonal siguiendo el nivel base de la llanura lacustre.

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.

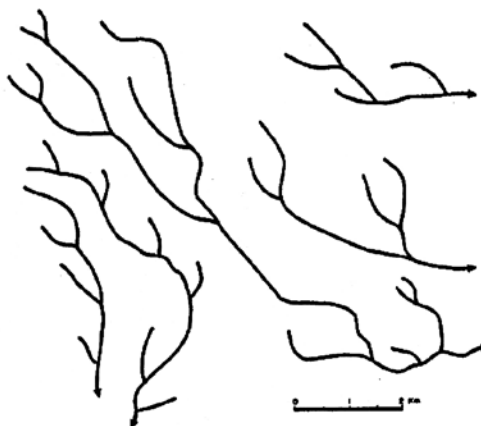
La forma del diseño de avenamiento en abanicos o conos aluviales es la ovoide. La trayectoria arqueada de los cursos, en parte puede ser explicada al franquear las corrientes el borde de los abanicos, desde su ápice hasta la desembocadura. A su vez, se entiende por qué la porción central del patrón queda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

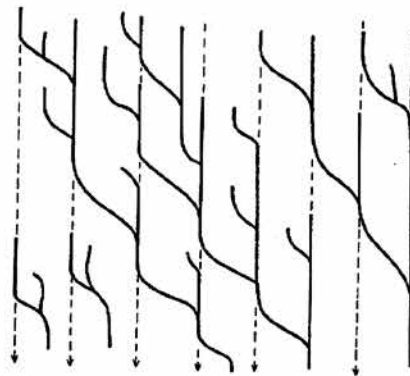


Figura 12. Esquema simplificado e idealizado de la configuración del drenaje, y la evolución de su trayectoria en función de un sistema de capturas con el patrón real esquematizado en las figuras 2 y 8.

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.

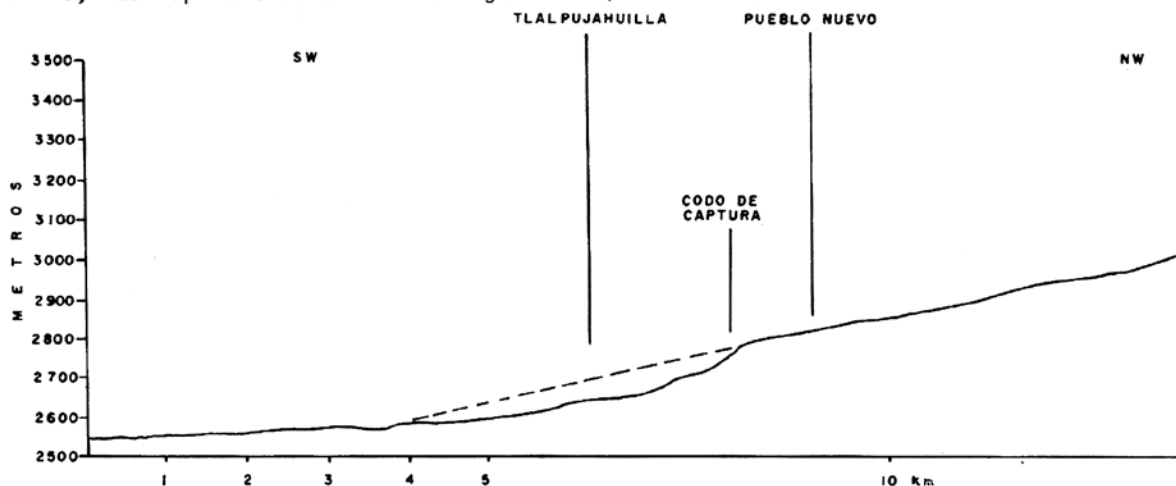


Figura 13. Ejemplo del cambio de gradiente por captura fluvial reciente en la rampa de piedemonte, que actualmente reconoce hacia la llanura de nivel base de Ixtlahuaca. Obsérvese el brusco cambio de rumbo a partir del corte de captura.

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.

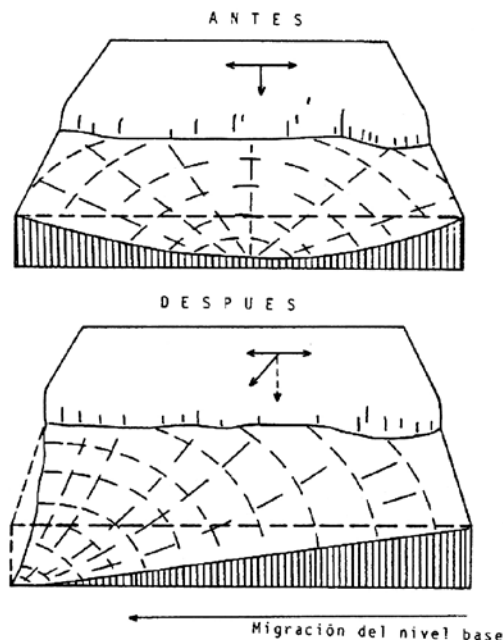
Cuando los niveles de base cambian o migran lateralmente, ya sea en forma rápida o por medio de un hundimiento paulatino en las vastas extensiones de las llanuras de nivel de base, la reacción de los escurrimientos en los glacis es instantánea, las corrientes tienden a adaptarse y tratan de alcanzar 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 ASIMÉTRICOS

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 condiciónazonal: 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.

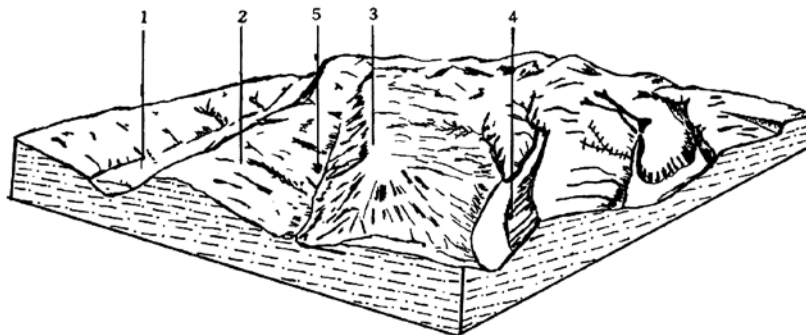
Considerando las características de las propiedades del sistema, se muestra la dualidad existente (estabilidad e inestabilidad) dentro del mismo cuerpo del subsistema de valles vertientes; un aspecto corresponde a las laderas, producto de la herencia de un relieve del sistema antecedente que, por sus 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               | arbórea de encinos                                   | localmente, riparia                             |
| Procesos dominantes                        | sujeta ocasionalmente a inundaciones | eskorrientia desordenada, con requereros, 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 diagram6tica de las unidades geom6rficas del paisaje de la zona en estudio.



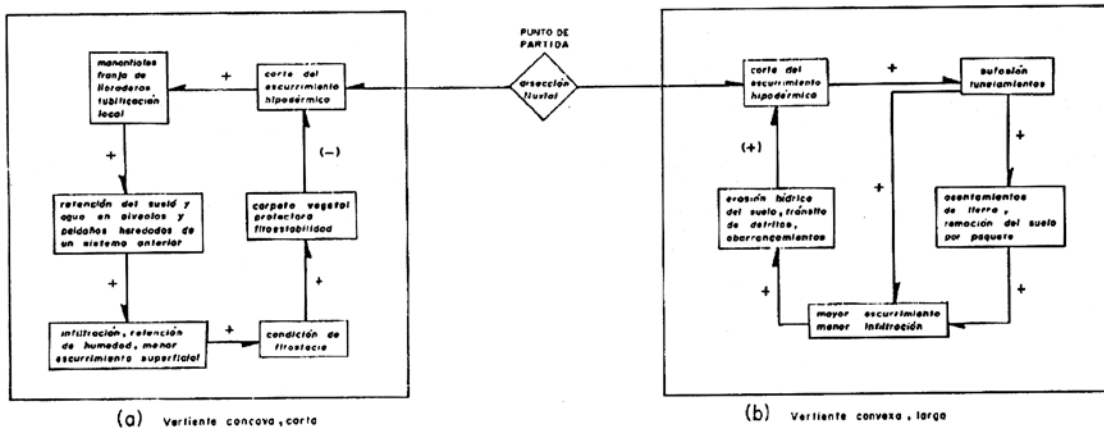


Figura 18. Funcionamiento morfodinámico de los subsistemas de vertientes que se conjugan en un sistema fluvial de valles de morfología asimétrica.

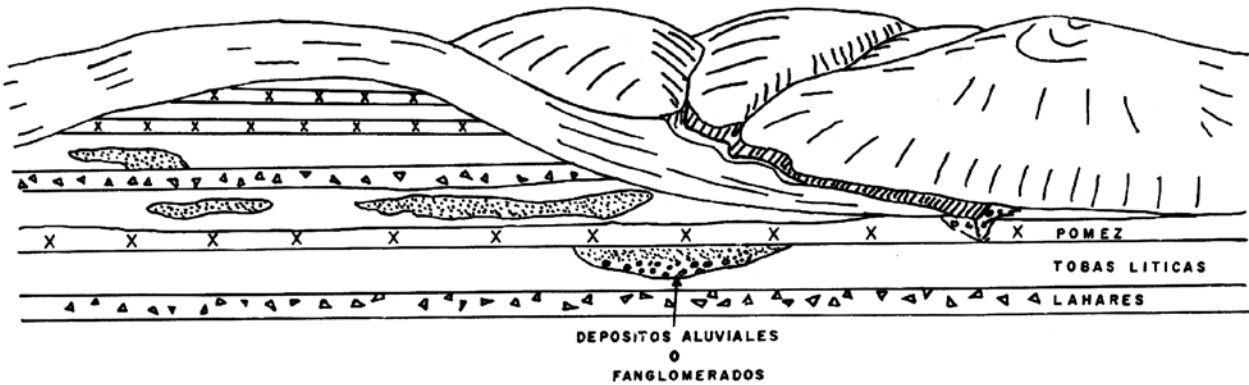


Figura 19. Esquema idealizado de la geología de piedemonte de la zona de estudio.

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 rexistasia 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 movilizándolo 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.

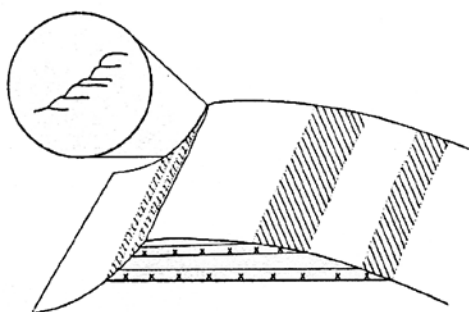


Figura 20. Detalle del hundimiento generalizado del terreno, producto del drenaje hipodérmico, al brotar a la superficie a partir de la cual se inicia el proceso erosivo de las laderas.



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

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 desbalancen 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).

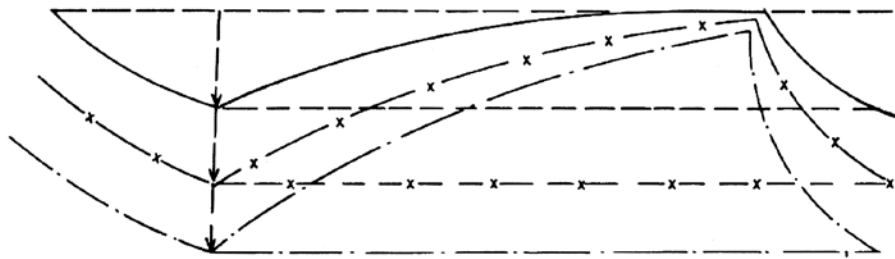


Figura 23. Cortes transversales de la típica morfología de interfluvios. En la medida que los valles adquieren profundidad, se incrementa el gradiente de pendiente en las laderas; por tanto, la exposición de los estratos permeables en la superficie de las laderas irá siendo menor.

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". Revue 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. "Ásymmetrical 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.
- Saíñz 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.

M. A. Ortiz P. y G. Bocco V.

*Geof. Int.*, Vol. 28, 3, 1989, pp. 507-530

*ANALISIS MORFOTECTONICO DE LAS DEPRESIONES DE  
IXTLAHUACA Y TOLUCA, MEXICO*

M. A. ORTIZ P.\*

G. BOCCO V.\*

*(Recibido: 3 de octubre, 1988)*

*(Aceptado: 3 de abril, 1989)*

RESUMEN

A partir de evidencias geomorfológicas se presenta un análisis de la actividad tectónica reciente. Como resultado, se elaboran cartas morfotectónicas. En las mismas, se definen bloques y fallas de diferentes magnitudes (órdenes), y se detallan otros elementos del relieve. Se infiere la existencia de un lineamiento regional, aparentemente no detectado hasta el momento, y se registra una porción de sedimentos de origen lacustre elevados con relación al resto de la planicie, en la zona de Perales. Finalmente, se establece una cronología relativa tentativa de las fallas más importantes de la zona en estudio.

ABSTRACT

An analysis of the recent tectonic activity using geomorphologic evidence and resulting morphotectonic maps are presented. Blocks and faults characterized by different intensities of tectonic activity are shown in the maps, as well as other complementary relief elements. The existence of a probably unknown regional lineament is inferred and a portion of upheaved lacustrine deposits is detected. Finally, an attempt of a relative fault chronology is established.

\* *Instituto de Geografía, UNAM.*

## INTRODUCCION

El objeto de este trabajo es realizar un análisis de la disposición de las estructuras morfotectónicas presentes en la zona correspondiente a las planicies de Ixtlahuaca y Toluca y zonas montañosas vecinas, a partir de evidencias geomorfológicas.

El área en estudio está comprendida en las cartas Atlacomulco, Ixtlahuaca, Zinacantepec, Villa del Carbón y Toluca DGG, escala 1:50 000, y abarca una extensión de aproximadamente 5 000 km<sup>2</sup>.

Los resultados se expresan en una carta de densidad de fracturas, en cinco rosas de fracturas, correspondientes a cada una de las cartas 1:50 000 señaladas y en dos cartas morfoestructurales.

### *Características generales de la zona en estudio*

La región es parte del Sistema Volcánico Transversal y está constituida por una serie de depresiones dispuestas de norte a sur (desde Acambay hasta Toluca), flanqueadas por un sistema de fallas con rumbos generales al NNW-SSE y E-W (figuras 1 y 2). Este sistema se enmarca perfectamente en el esquema disyuntivo en bloques, formación de cuencas endorreicas neogénicas y trastorno general del drenaje, planteado por De Cserna (1974) para el centro de México. Estas fosas constituyen el nivel local de base de las estructuras montañosas que las rodean: un conjunto de sierras y aparatos volcánicos, formados por rocas de diversos tipos, ácidas, intermedias y básicas, y edades desde pliocénicas a cuaternarias.

Las altitudes varían entre los 2 600 m aproximadamente, en las planicies, y de los 3 000 a los 4 000 m (volcán Jocotitlán) en las montañas. El desnivel relativo medio es de aproximadamente 400 m. Ello ha permitido que las sierras más antiguas y disecadas hayan desarrollado piedemontes de diferentes extensiones y estados de conservación.

El rasgo distintivo de la zona en estudio son las planicies, ocupadas por sistemas lacustres en el cuaternario. Posteriormente, fueron desecadas por probables cambios climáticos, desagüe por fallamiento, y un sinnúmero de explosiones volcánicas (depósito de cineritas lacustres) que obliteraron el piso de las fosas, todo lo cual permitió el curso divagante del río Lerma y sus tributarios. De ello quedan evidencias

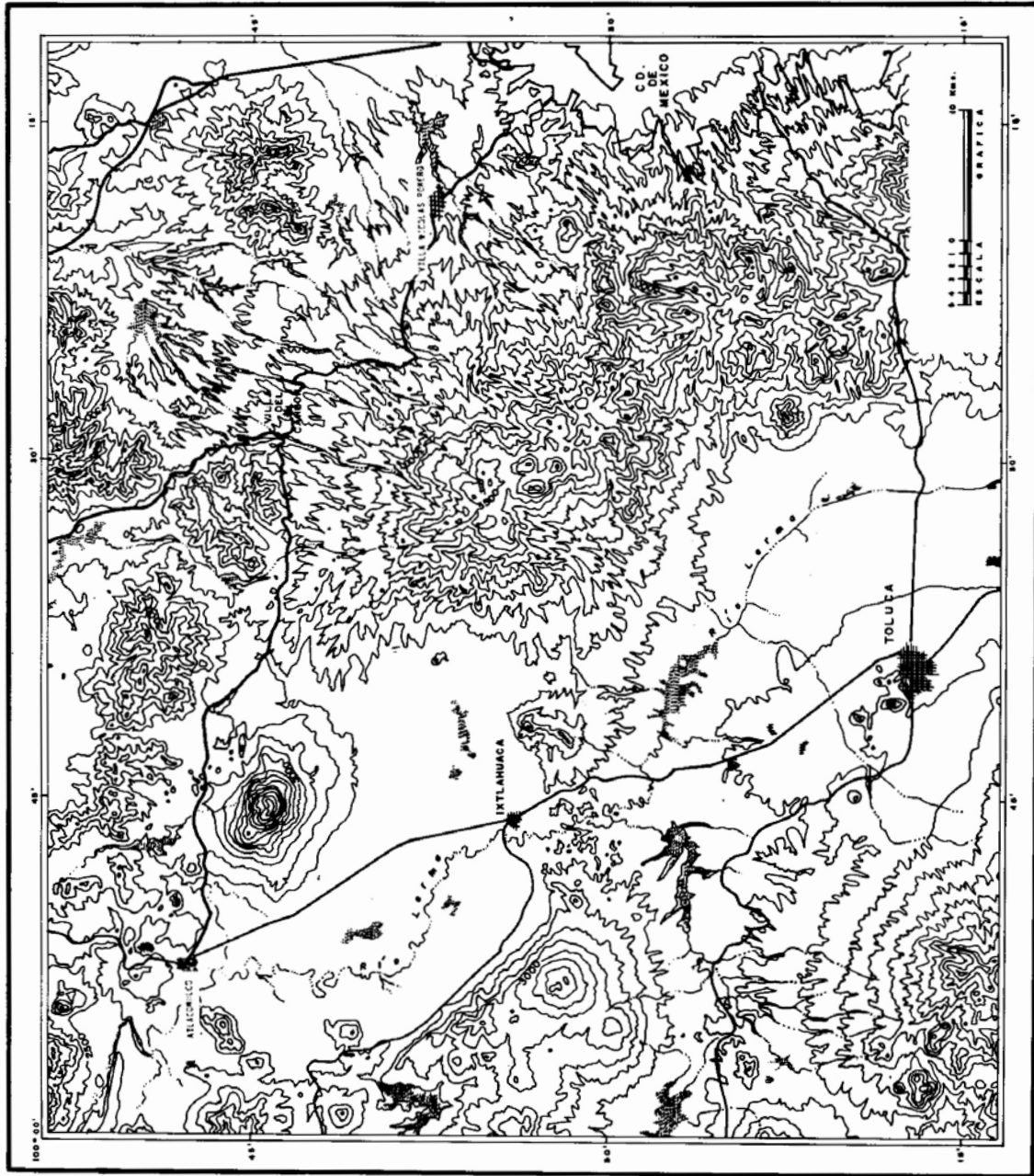


Fig. 1. Ubicación del área de estudio en la porción central del Estado de México.

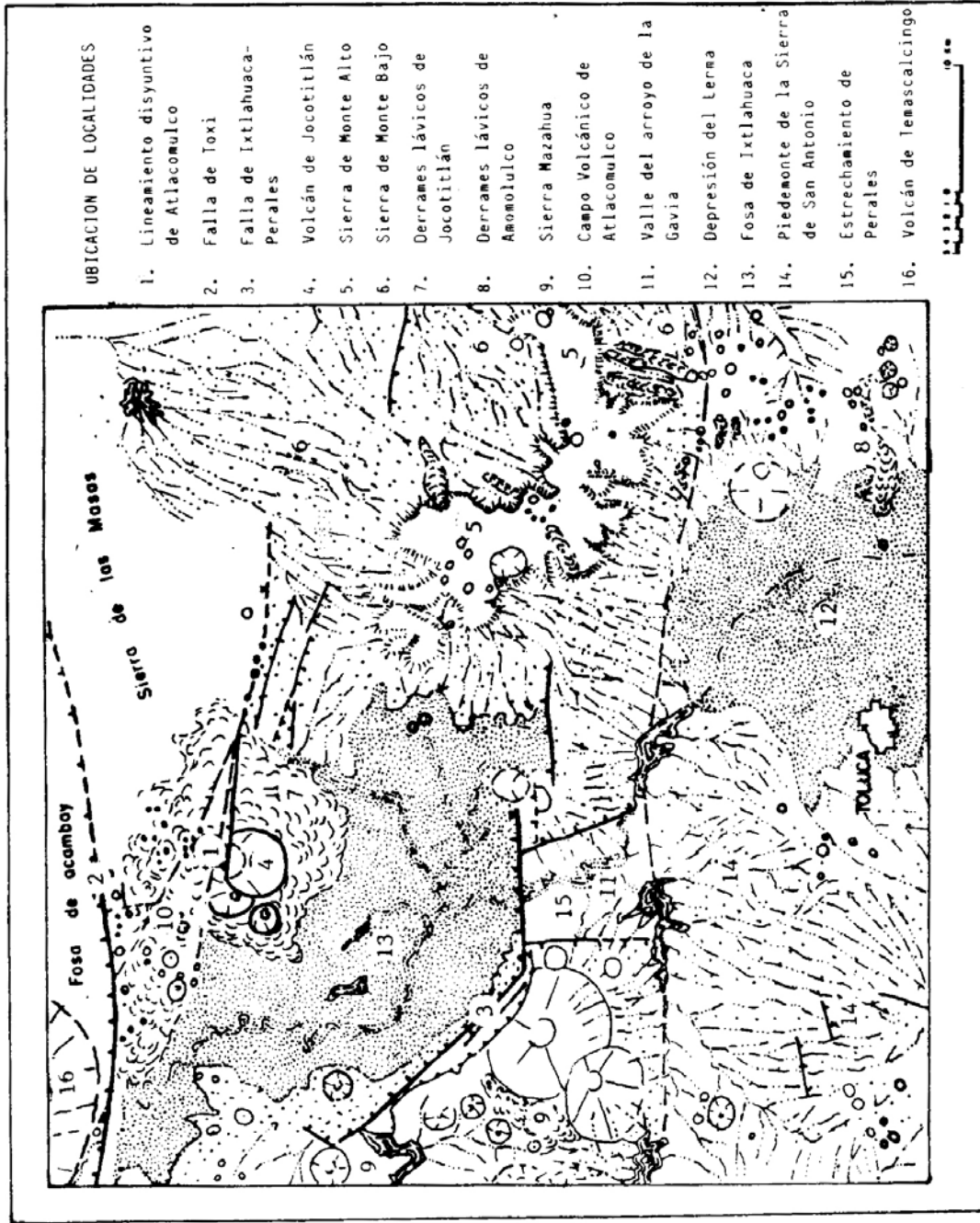


Fig. 2. Ubicación de las principales localidades.

(amplios paleocauces, terrazas acumulativas y erosivas), muy claras en las fotos aéreas y en el campo, que permiten suponer una importante actividad fluvial, que retrabajó los sedimentos lacustres y volcano-lacustres.

### *Metodología*

La interpretación visual de la imagen de satélite (Landsat MSS, banda 7) permite una primera zonificación geomorfológica, un trazado de los lineamientos principales y una aproximación a los patrones del drenaje. La interpretación de las fotos aéreas y de las cartas base, topográficas y geológicas a escala 1:50 000, especialmente a partir de los patrones del drenaje y de las características geomorfológicas del terreno, permiten complementar y precisar en forma acabada la información de la imagen de satélite.

Sobre las cartas topográficas se midió la longitud de las fracturas por área. Con estos valores se construyó la carta de densidad de fracturas (figura 3). Además se clasificó cada fractura (mayor de 1 km), de acuerdo con su longitud y orientación, resultando de ello una rosa de fracturas por cada carta estudiada. Las rosas se construyeron sobre una proyección polar (figura 5).

A partir de esta información se reinterpretó la imagen Landsat, a efectos de verificar la primera interpretación, agregar nuevos lineamientos o bien modificar otros. Finalmente, se elaboraron dos cartas morfoestructurales (figuras 6 y 7) donde se presentaron las estructuras disyuntivas y otras morfoestructuras regionales detectadas a través del análisis aquí descrito.

Un enfoque similar ha sido utilizado en México por Lugo y Ortiz (1980a, 1980b), para el análisis geomorfológico-estructural de la región de Cabo Corrientes. En cuanto a la metodología para la construcción de la carta morfoestructural, se planeó a partir de los criterios señalados por Aristarkhova *et al.*, en Demek (1972) y Kostenko (1975).

## RESULTADOS

En las imágenes se detectan claramente los lineamientos de gran magnitud, es decir, las fallas de Atlacomulco, Toxí, Ixtlahuaca (figura 2, localidades 1, 2 y 3 respectivamente) así como otras fracturas menores, especialmente en los piedemontes de los

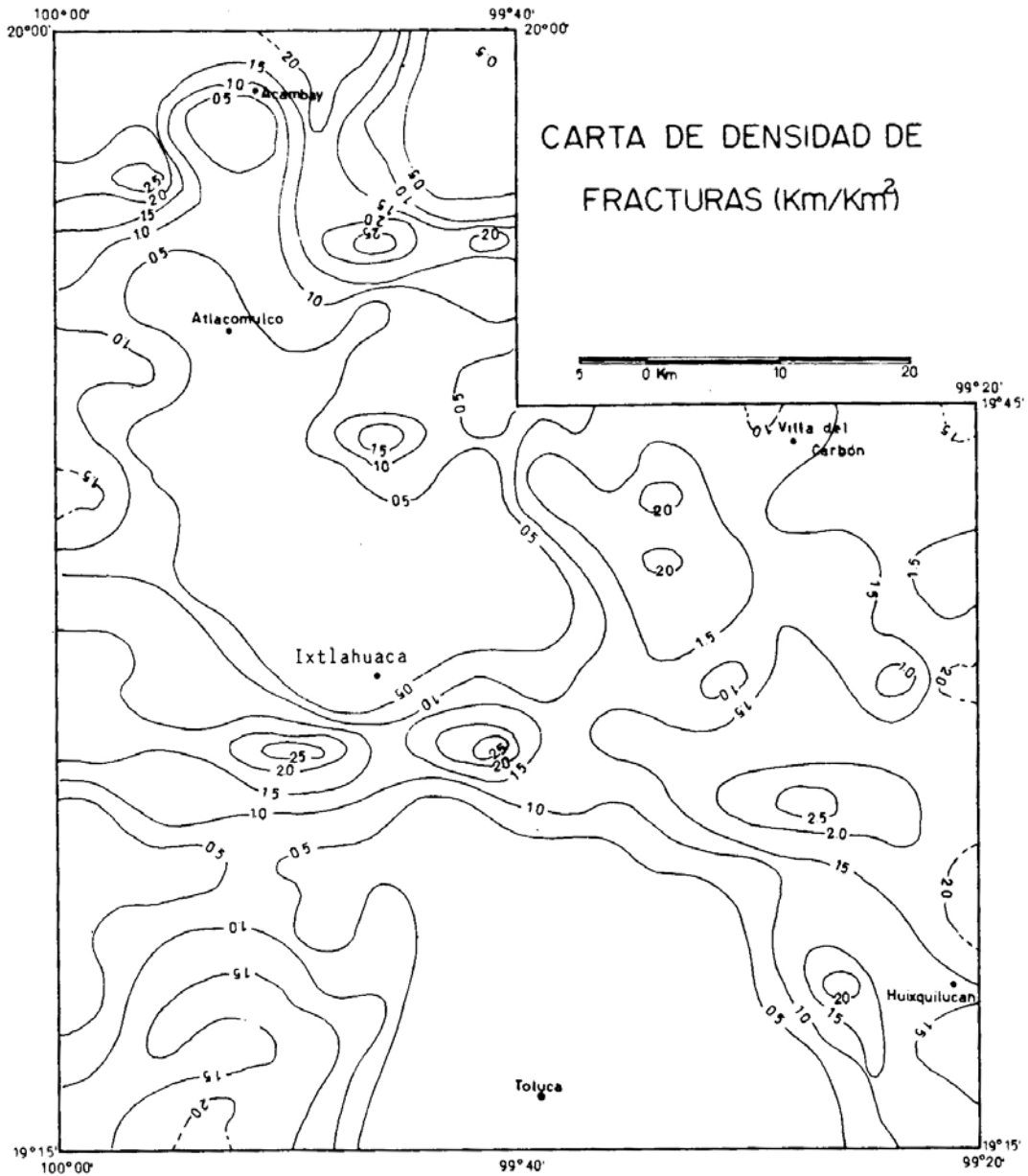


Fig. 3. Evidencia de la relación directa entre la distribución de los valores de densidad de fracturas con la carta de densidad del drenaje de la figura 4.

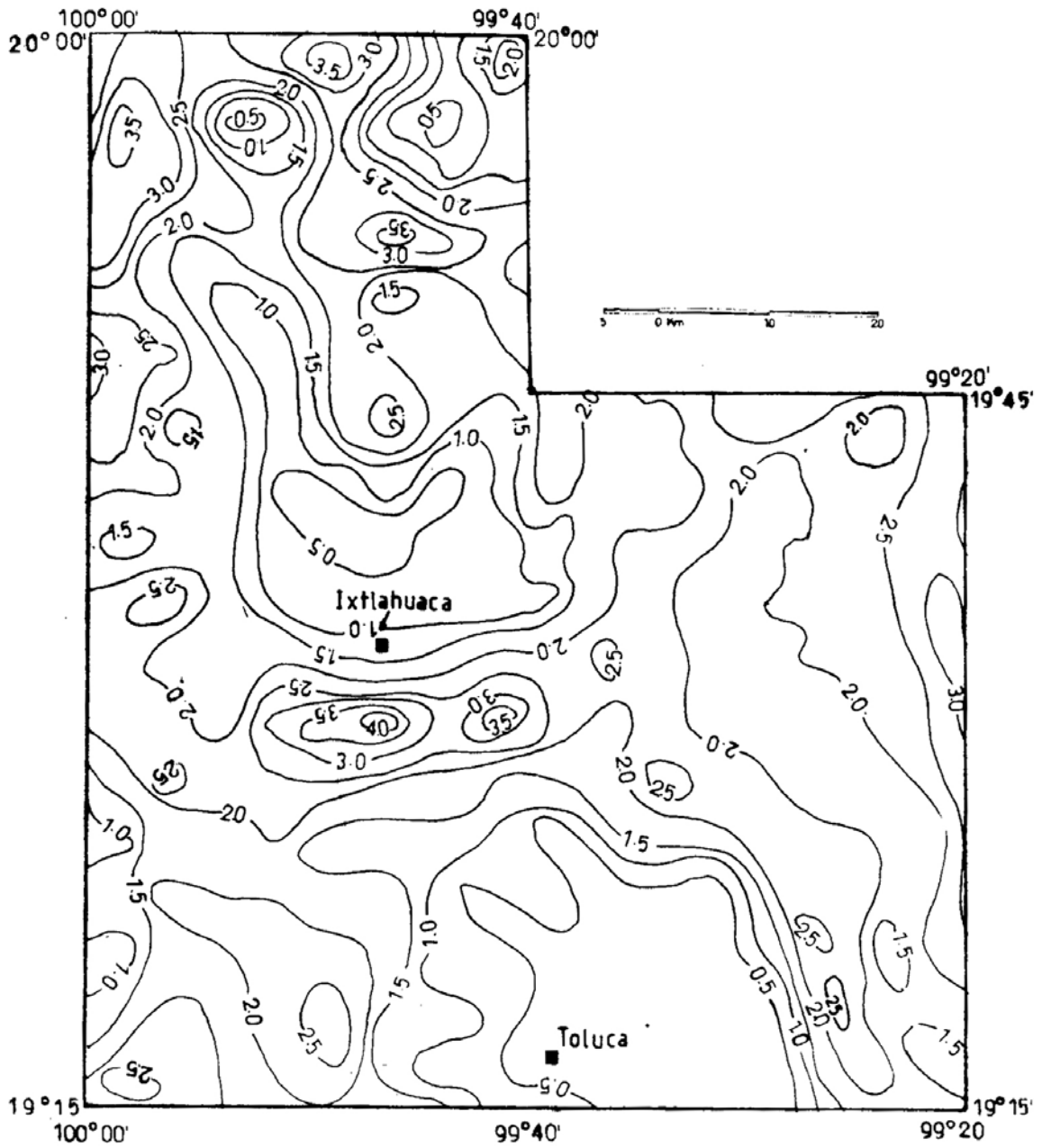
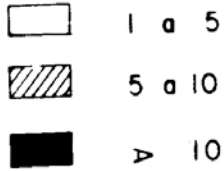


Fig. 4. Carta de densidad de la disección (en  $\text{km}/\text{km}^2$ ). Zona Toluca-Ixtlahuaca.

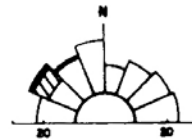


ROSAS DE FRACTURAS  
(FRECUENCIAS Y LONGITUDES / CLASES)

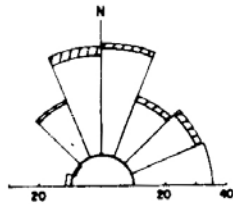
LONGITUDES (en km).



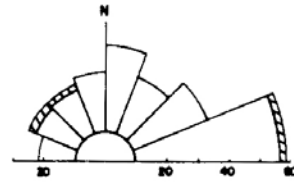
FRECUENCIAS: en abscisas, 1 cm = 10 fracturas



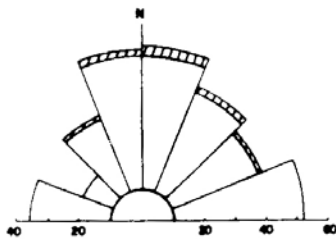
IXTLAHUACA



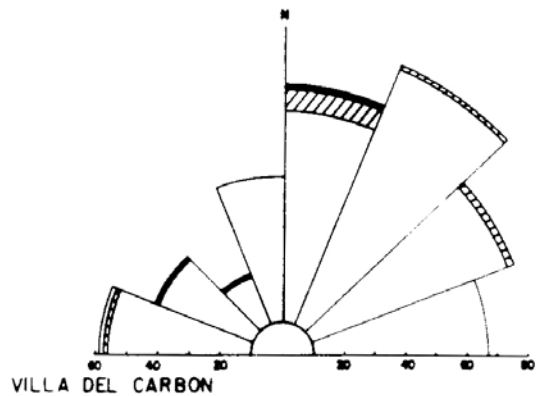
ZINACANTEPEC



ATLACOMULCO



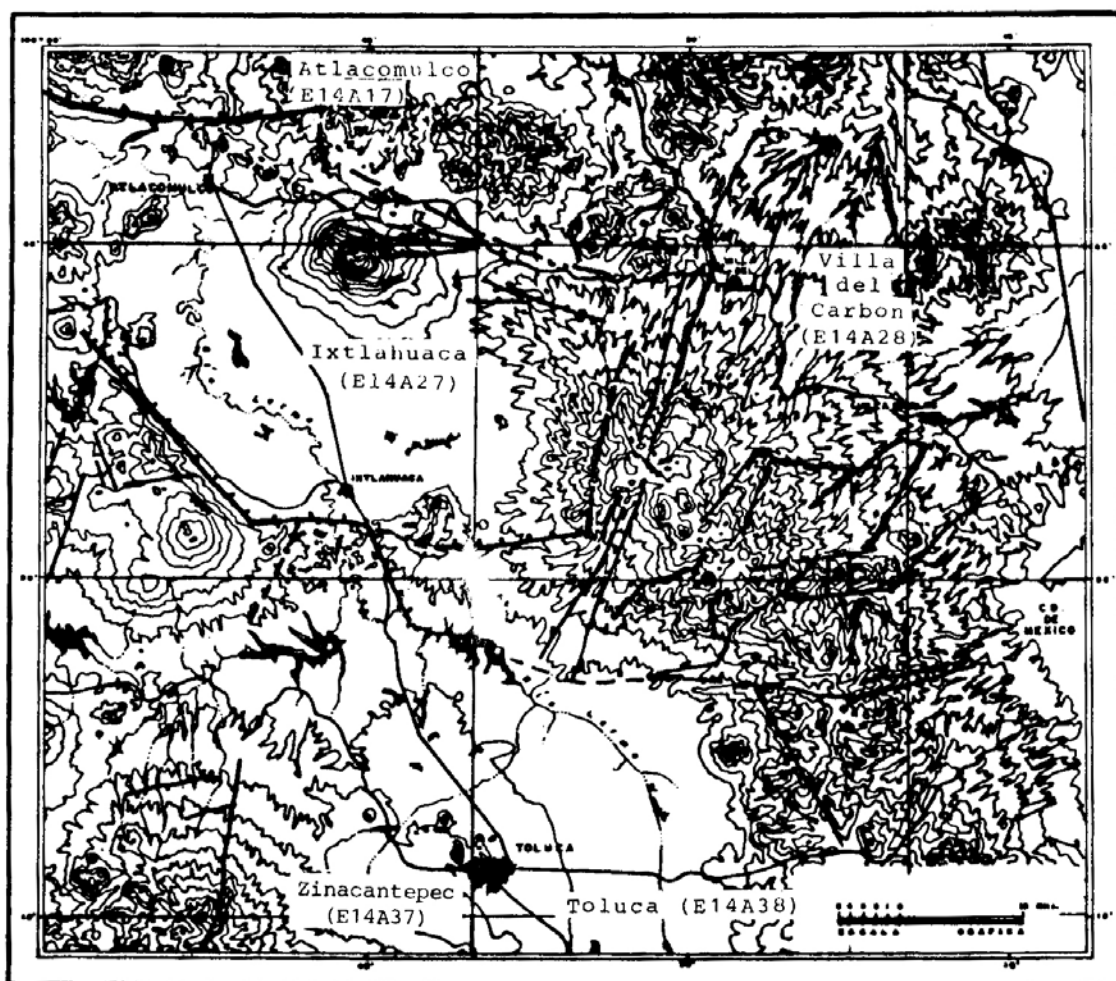
TOLUCA



VILLA DEL CARBON

Fig. 5. Diagramas de rosas del sistema disyuntivo correspondiente a cada uno de los mapas topográfico-geológicos (editados por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática en escala 1:50 000), los cuales cubren la zona de estudio.

Fig. 5. Continuación.



grandes aparatos volcánicos y de las sierras volcánicas más antiguas y disecadas (casos del volcán Jocotitlán y de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo, respectivamente (localidades 4, 5 y 6)). Asimismo, es posible delimitar con facilidad los derrames lávicos flúidos (casos Jocotitlán, Amomolulco, localidades 7 y 8), los campos monogenéticos (casos de la Sierra Mazahua, Atlacomulco, localidades 9 y 10) y, obviamente, los grandes volcanes complejos y las planicies de nivel de base. En algunos casos, por tratarse de estructuras disyuntivas muy recientes, el resalto de falla también resulta evidente (muy especialmente, el caso de las fallas de Toxi e Ixtlahuaca, localidades 2 y 3).

Se interpretó una serie de cambios en los patrones del drenaje, así como numerosos casos de capturas, originados por la intensa actividad tectónica y el vulcanismo cuaternarios. El tectonismo, al ocasionar movimientos y cambios en los niveles de base locales, provocó modificaciones en la dirección de los canales de las corrientes que escurren de las sierras vecinas al reconocer nuevos niveles de base. Estos cambios pueden agruparse básicamente en dos categorías:

- a) En los piedemontes de las Sierras de Monte Alto y Monte Bajo (figura 2, localidades 5 y 6) se detectaron numerosos casos de asimetría en los valles (en perfil transversal, una ladera corta y recta y otra larga y convexa), como consecuencia de migraciones del nivel de base (por tectonismo y paulatino desplazamiento de las riberas lacustres); este mismo proceso también ha causado arqueamientos y rodeos de los valles, muy especialmente en la zona de Temoaya.
- b) En las planicies se detectaron casos de inversión del sentido del drenaje. El más importante es el del río Lerma, que en alguna época transcurrió por el actual cauce del Arroyo de La Gavia (figura 2, localidad 11), pero con rumbo meridional. Esta inversión se evidencia en: ángulos de confluencia de tributarios y canal principal contrarios a la dirección actual del drenaje; valles abandonados debido a la migración del nivel de base por hundimientos diferenciales de las fosas (Lerma e Ixtlahuaca, por ejemplo, figura 2, localidades 12 y 13, respectivamente).

#### *Interpretación de las estructuras disyuntivas*

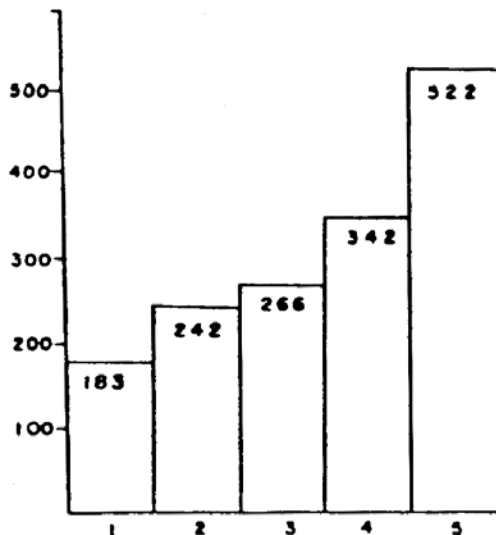
La densidad de fracturas (figura 3) permite estimar la concentración de esfuerzos tectónicos y expresarlos espacialmente. Así, los valores entre 0 y 0.5 km/km<sup>2</sup> corresponden básicamente a las planicies de nivel de base y a los derrames lávicos re-

cientes. Los valores entre 1.5 y 2.5, corresponden, bien al volcanismo principalmente andesítico de las sierras y aparatos complejos más antiguos, o bien a sus piedemontes tectonizados (caso de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo y de San Antonio, figura 2, localidades 5, 6 y 14 respectivamente). Un caso específico es el "Estrechamiento de Perales" al sur de Ixtlahuaca (localidad 15), donde sedimentos lacustres fueron elevados unos 75 metros sobre el resto de las planicies de nivel base adyacentes y presentan un grado mayor de fractura (hasta un poco más de 2.5 km/km<sup>2</sup>).

Los valores de entre 0.5 y 1.5 km/km<sup>2</sup> son representativos de zonas transicionales entre las dos señaladas más arriba.

Por otra parte, si se relaciona esta carta con la de densidad de la disección (figuras 3 y 4), se pueden establecer correlaciones positivas entre la densidad de fracturas y la de drenaje. Ello indica que la disección fluvial está claramente gobernada por los accidentes tectónicos.

También se midió la orientación y longitud de un total aproximado de 1 560 lineamientos (Cuadro 1), correspondientes a cinco cartas base topográficas y geológicas (figura 5).



#### Referencias

1. Ixtlahuaca
2. Zinacantepec
3. Atlacomulco
4. Toluca
5. Villa del Carbón

Cuadro 1. Cantidad de fracturas en cada hoja en estudio.

A continuación se analizan las rosas de fracturas correspondientes a cada hoja (figura 5).

### **Ixtlahuaca**

En esta rosa se aprecia un número relativamente bajo de fracturas. Esto se vincula directamente con el predominio espacial de la planicie lacustre. Los lineamientos se orientan mayoritariamente entre el norte y el oeste-noroeste, incluyendo una cantidad apreciable de fracturas de entre 5 y 10 km de longitud. En cuanto a los lineamientos con rumbos al este-noreste y este, corresponden a la porción meridional de la zona (falla de Perales) y a sistemas de falla en la Sierra Mazahua, al oeste (figura 2, localidades 15 y 16, respectivamente). Las orientaciones al este y oeste coinciden con los rumbos generales de fallas que limitan fosas en esta porción del Sistema Volcánico Transversal.

Por otro lado, se nota una disminución de lineamientos orientados al norte-noreste, lo que se explica por la presencia del relieve acumulativo de manifestaciones volcánicas cuaternarias (por ejemplo, volcán Jocotitlán, figura 2, localidad 4) cubriendo los bordes de la porción de la fosa con esa orientación.

En esta zona se reporta un total de 183 fracturas, de las cuales 7 tienen una longitud de entre 5 y 10 km, una de más de 10 y el resto de entre 1 y 5 km.

### **Zinacantepec**

La mayor parte de los lineamientos tiene una orientación entre nornoroeste y noreste (clases modales); son también importantes los orientados entre noreste y este. Esta disposición corresponde al piedemonte de la Sierra de San Antonio (figura 2, localidad 14), fuertemente tectonizado. Se trata, en general, de lineamientos sin desplazamientos verticales. Esta disposición casi radial de las fracturas, que controla estructuralmente el drenaje, se interrumpe hacia el oeste, donde los lineamientos también disminuyen abruptamente, debido a la presencia de un relieve volcánico acumulativo reciente, mismo que sepulta la estructura mencionada, más antigua (cartas de densidad de fracturas y de disección, figuras 3 y 4).

En esta hoja se reporta un total de 242 fracturas, de las cuales diez tienen una longitud de entre 5 y 10 km. El resto, de 1 a 5 km.

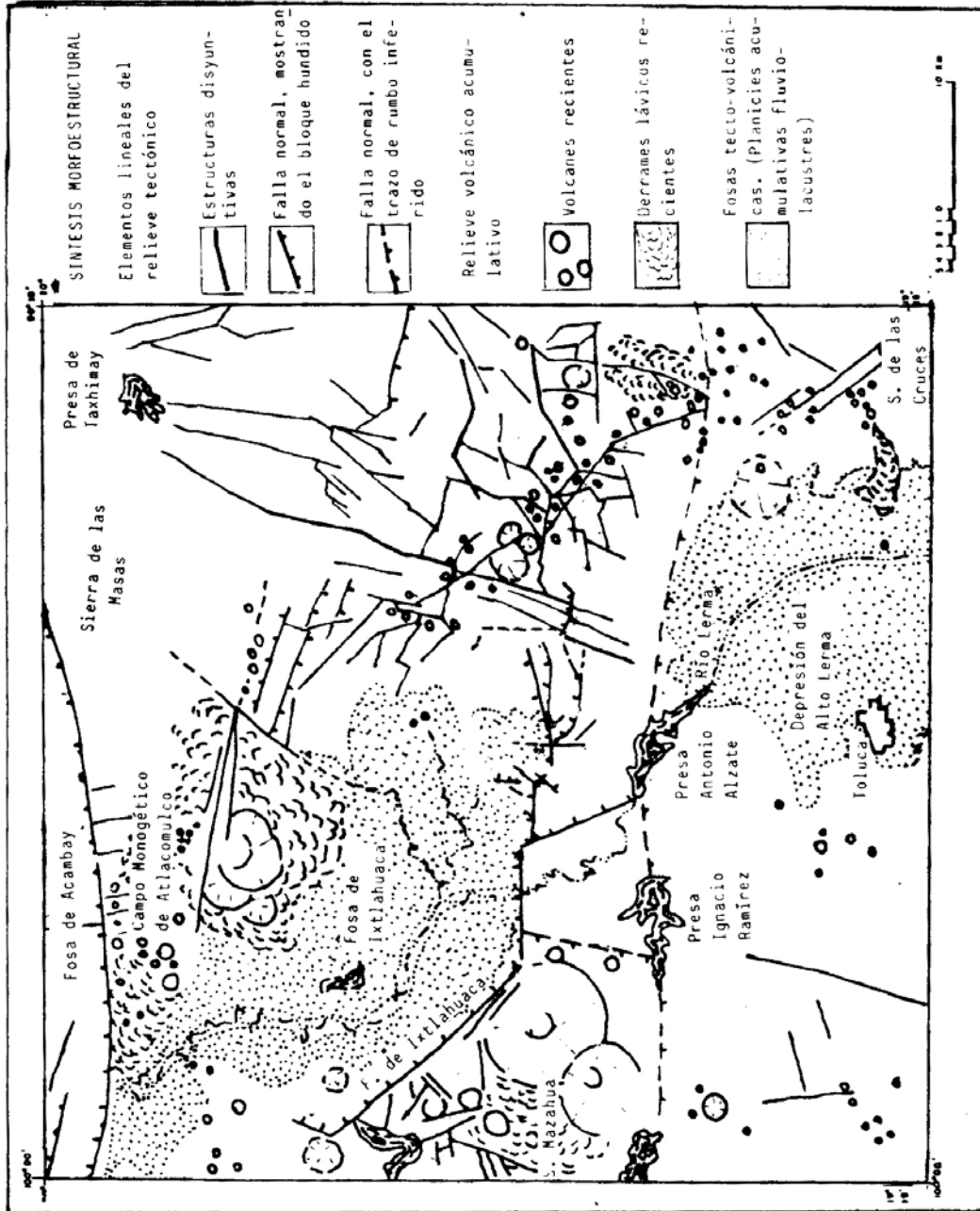


Fig. 6. Mapa morfoestructural simplificado que muestra los principales elementos estructurales del relieve.

### **Atlacomulco**

En esta rosa la clase modal es la comprendida entre el este y el este-noreste, donde además se presenta la mayor cantidad de lineamientos de entre 5 y 10 km. Esto refleja la existencia del sistema disyuntivo de Acambay y Toxi, que limita la fosa de Acambay. La estructura de esta fosa es compleja, ya que en su plano axial se presentan amplias estructuras volcánicas afectadas por lineamientos radiales que se ajustan al fenómeno volcánico (extrusiones y levantamientos dómicos). Todo ello imprime una morfología característica, típica de estructuras activas, muy recientes.

En esta hoja se reporta un total de 266 fracturas, de las cuales seis tienen una longitud de entre 5 y 10 km, dos son de 10 km y el resto, de 1 a 5 km.

### **Toluca**

Varias son las orientaciones dominantes. En primer lugar, entre nor-noroeste y nor-noreste, incluyendo fracturas de entre 5 y 10 km. Estos rumbos corresponden al piedemonte suroccidental de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo. En segundo lugar, son igualmente importantes las orientadas entre este y este-noreste, correspondientes a la dislocación más reciente del mismo piedemonte.

Por otro lado, el sector entre nor-noreste y este-noreste coincide con la dirección general del drenaje y posiblemente corresponda al sistema disyuntivo más antiguo. Finalmente, los sectores entre oeste y noroeste corresponden a relieves acumulativos, depósitos que han sepultado las estructuras preexistentes.

El número total de fracturas es de 342, de las cuales nueve son de entre 5 y 10 km y el resto de entre 1 y 5 km.

### **Villa del Carbón**

Esta hoja corresponde a una zona de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo, de levantamiento reciente, muy activo. Esto se refleja en un sistema de fracturas mayoritariamente orientado entre norte y este-noreste, que también coincide con la dirección general del drenaje.

La clase más importante es la orientada entre norte y nor-noreste, ya que presenta

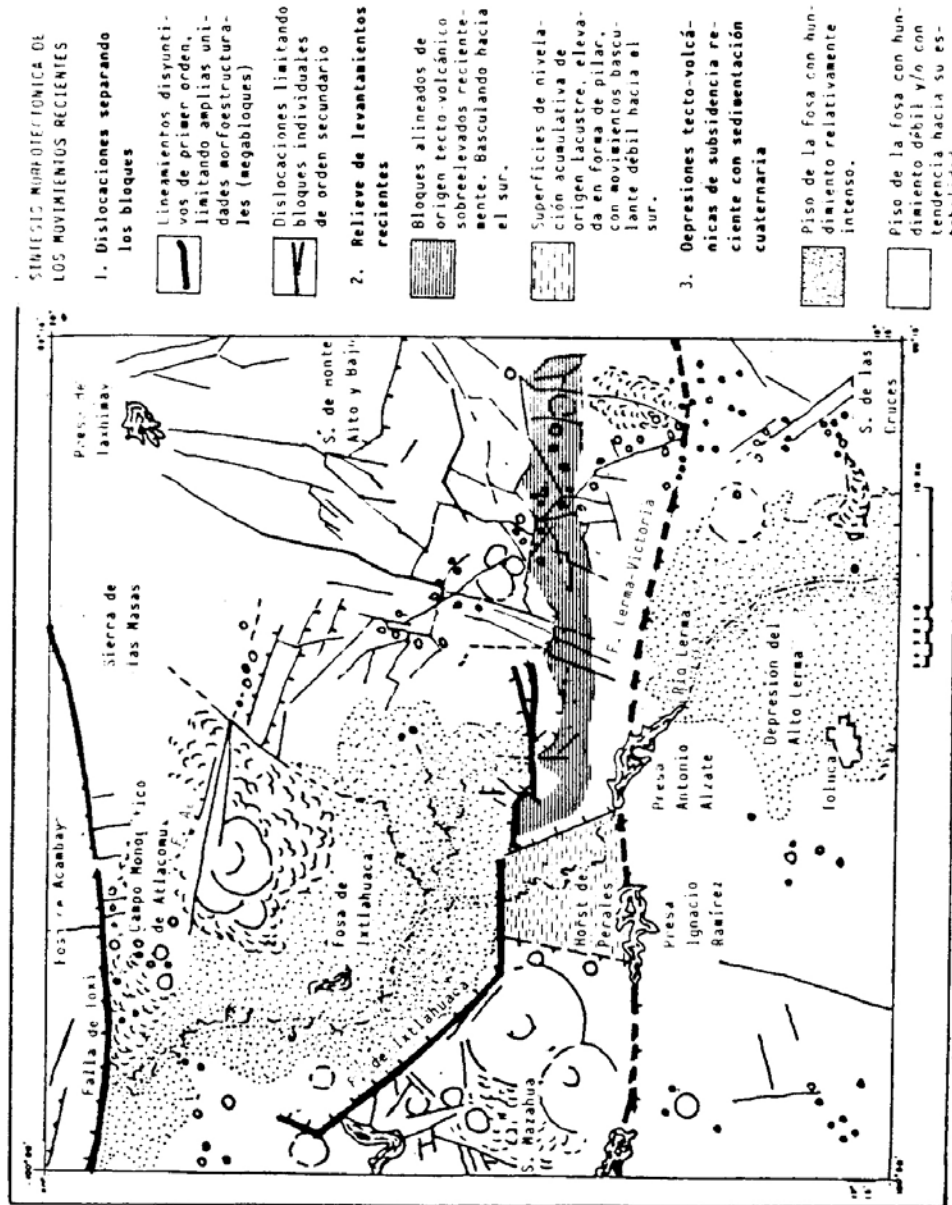


Fig. 7. Mapa morfotectónico simplificado de los movimientos de levantamiento y hundimiento recientes.



numerosos lineamientos de más de 5 y 10 km. Esto se vincula con el conjunto de fracturas norte-sur del Sistema Volcánico Transversal, caracterizado por fallas profundas, que controlan el drenaje, tanto en rumbo como en profundidad.

Las orientaciones entre oeste y noroeste son importantes por la presencia de lineamientos de más de 10 km de longitud. Se vinculan con el sistema disyuntivo más reciente del Sistema Volcánico Transversal (oeste-este) y cortan transversalmente la dirección de las redes del drenaje. Se caracterizan por tener poco desplazamiento vertical, produciendo pilares y fosas de escaso desnivel relativo. Los desplazamientos más evidentes corresponden a bloques hundidos hacia el norte.

Esta zona presenta el mayor número de fracturas: 522, de las cuales, once son de entre 5 y 10 km de longitud, cuatro mayores de 10 y el resto de entre 1 y 5 km.

#### *Interpretación morfoestructural*

Se estableció, en primer lugar, una jerarquización de cinco categorías de bloques por altitud relativa y expresión morfológica (superficies cumbrales o interfluviales, densidad y profundidad de la disección de laderas y pendientes relativas). De la primera categoría (bloques de primer orden) son las megaestructuras, grandes pilares o fosas limitados por escarpes de gran magnitud, afectados, estos últimos, por importantes procesos denudatorios (erosión, remociones en masa). En general, limitan ambientes bien contrastados: uno de fuerte disección (pilar) y otro de acumulación intensa (fosa). Las rupturas de pendiente son igualmente marcadas. El contacto entre los megabloques positivos y negativos se verifica generalmente por medio de fallas de primer orden (se describen más adelante).

Las cuatro categorías restantes (bloques de segundo, tercero, cuarto y quinto orden) están subordinadas entre sí, en orden decreciente, de acuerdo con su altitud, pendiente e intensidad de la disección. Estos dos últimos parámetros dependen de factores locales (basculamiento, resistencia de la roca, dimensión de las áreas de captación de aguas, clima/vegetación, etcétera). Estos bloques subordinados están limitados por fallas de segundo orden.

En segundo lugar, se estableció una jerarquía de lineamientos (fallas de primero, segundo y tercer orden). Las fallas de primer orden se caracterizan por ser profundas, de gran extensión longitudinal (decenas de km), debidas a esfuerzos distensivos,

con importantes desplazamientos verticales, lo cual se expresa en notorios escarpes de falla. En general, presentan volcanismo reciente sobre y en una franja adyacente a la línea de falla, pero con mayor frecuencia sobre los bordes de los pilares que sobre las fosas.

Su grado de actividad es persistente en el tiempo. Ello se infiere de los depósitos coluviales al pie de los escarpes de falla, pese a que estos últimos están bien conservados. Asimismo, son evidentes los ramales de fallas secundarias que se desprenden a manera de desgarramientos, del lineamiento principal (de primer orden).

Las fallas de segundo y tercer orden están subordinadas a las de primer orden, de manera análoga al caso de los bloques. Son superficiales (sólo afectan la estructura del bloque subordinado), salvo cuando se presentan en forma de red, en cuyo caso pueden afectar al megabloque. Al igual que las de primer orden, las fallas subordinadas son distensivas, pero su extensión y desplazamiento vertical son menores que en aquéllas. En general, controlan estructuralmente al drenaje.

Además, existen fallas aún menores, no relacionadas con la estructura de bloques, que se manifiestan en el relieve, provocando rupturas de pendiente, depresiones, valles estructurales, etcétera.

Vinculados a los lineamientos, se reconocen tres tipos de escarpes: litológico, erosivo y tectónico, mismos que aparecen combinados en estructuras regionales.

En tercer lugar, se detallaron elementos del relieve, independientemente de las estructuras disyuntivas. Se trata de edificios volcánicos (conos, domos extrusivos); derrames lávicos; relictos de laderas volcánicas terciarias (inactivas tectónicamente, sólo afectadas por la erosión) y zonas de levantamiento conerosivo.

Los bloques de primer orden son las fosas de Acambay, Ixtlahuaca y Toluca, flanqueadas por los también megabloques sierras de Acambay, Mazahua y de Monte Alto y Monte Bajo (figura 7). Limitando a los megabloques señalados, se asocian las siguientes fallas de primer orden: Acambay y Toxi, para el primero; Atlacomulco e Ixtlahuaca-Perales, para el segundo; y Lerma-Victoria (inferida) y Tenango (fuera de la carta) para el tercero (figura 7).

Los tres bloques positivos mencionados definen las zonas de mayor intensidad tectónica, que se expresa en bloques subordinados a aquéllos.

En el flanco norte de Acambay, los lineamientos y bloques secundarios se disponen paralelamente al rumbo de la fosa, con tres niveles tectónicos escalonados y una amplitud de 500 m (altitudes absolutas: 3 000 a 2 500 m). En el flanco sur se define, a manera de pilar, el escarpe de la falla de Toxi, con un desnivel relativo de 150 m. En el piso de la fosa de Acambay se presentan estructuras volcánicas de gran magnitud (caso del Volcán de Temascalcingo, figura 2, localidad 16), fuertemente dislocadas por un sistema disyuntivo de segundo orden, vinculado al sistema Acambay de dirección este-oeste. Tal dislocación genera un conjunto de bloques subordinados, al cual se agregan otros de tercer orden y de mayor antigüedad, dispuestos sobre el flanco norte del volcán, con rumbos radiales (con respecto al centro del cráter).

En el caso de la fosa de Ixtlahuaca, los megabloques que la limitan son claros y bien definidos. Al poniente se sitúa el bloque de primer orden de la Sierra Mazahua, en el cual los bloques subordinados presentes están diferenciados por desniveles relativos de poca magnitud, debido a la acumulación reciente del volcanismo monogenético y la fase distensiva posterior también muy reciente, de tal manera que la erosión lineal aún no ha llegado a profundizar las disyunciones de los bloques secundarios (porción occidental, figuras 2 y 7, localidad 9). La parte nororiental de la fosa está ocupada por el campo monogenético de Atlacomulco, en el cual sobresale el volcán Jocotitlán (figura 2, localidad 4). Dada su juventud y el carácter acumulativo de las lavas, aún no se observa una red disyuntiva considerable, con excepción de las dislocaciones provocadas por la falla de Atlacomulco sobre la ladera norte del Jocotitlán, que además desmembran el malpaís, fragmentándolo según una red de lineamientos subparalelos y convergentes a la falla antes mencionada (rumbo oeste noroeste-este sureste).

El piso de la fosa, constituido por la planicie de origen fluvio-lacustre, presenta valles amplios de desborde, con declive mínimo, poco profundo y de alta sinuosidad meándrica. Todos estos elementos del relieve son indicadores del proceso de hundimiento en las fosas o cuencas sedimentarias (Jain, 1980). Empero, sobre la fosa de Ixtlahuaca se distingue una migración generalizada en la trayectoria de los cursos fluviales y en particular del Río Lerma y tributarios, detectada por antiguos lechos abandonados, por desplazamientos de cuerpos de agua y/o concentración de condiciones palustres a lo largo de subsidencia más intensa, pues el piso de la fosa bascula inclinándose en dirección poniente, según manifiesta la distribución desigual del hundimiento (figura 7).

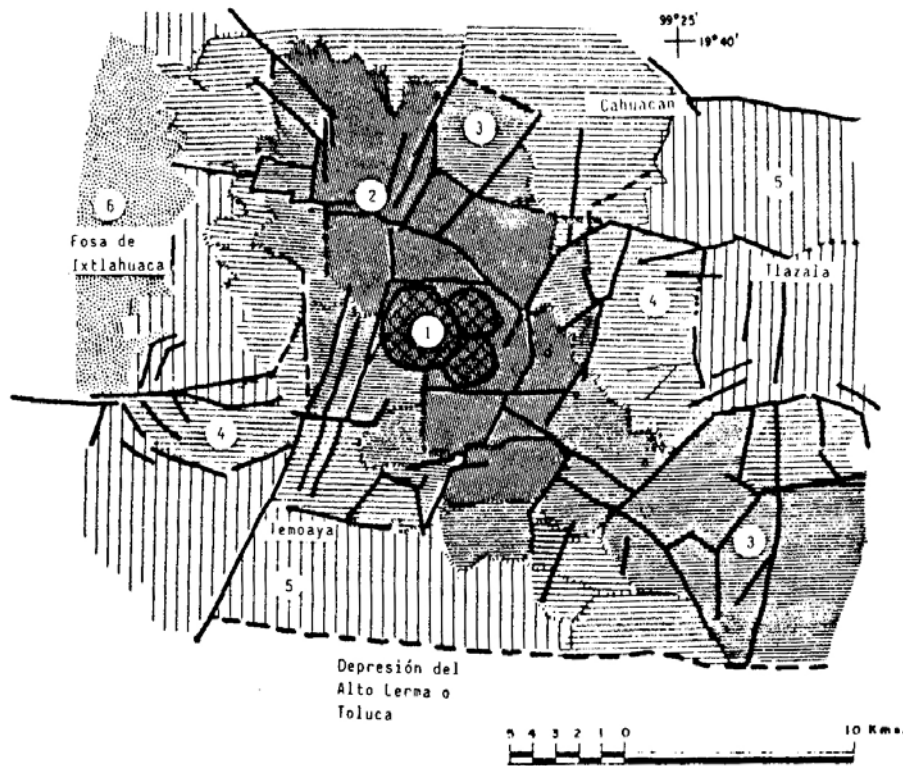


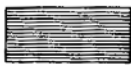





Fig. 8. Carta de Bloques.

- |   |   |
|---|---|
| <p>1</p>  <p>&gt; 3600 m</p>   | <p>Complejo volcánico de edificios sobreelevados, por arriba de los 3 600 m de altitud sobre el nivel ocupado por el relieve volcánico acumulativo. Complejo tectovolcánico emplazado parcialmente mediante la probable ocurrencia de una estructura dómica.</p>  |
| <p>2</p>  <p>3000 a 3600 m</p> | <p>Relieve volcánico acumulativo, con arreglo morfológico de potentes derrames lávicos superpuestos del pleistoceno no diferenciado. Relieve limitado por estructuras disyuntivas y taludes de frentes lávicos, formando estructuras de bloque de orden secundario y escaso desplazamiento entre estos mismos bloques.</p>  |
| <p>3</p>  <p>2900 a 3350 m</p> | <p>Relieve de bloques de origen tecto-volcánico y erosivo. Bloques catalogados de tercer orden en función de su disposición altitudinal y distribución marginal. Estas estructuras se caracterizan por la superposición de potentes derrames lávicos que se hayan limitados por amplios desplazamientos tectónicos y escarpes litológicos expresados por taludes de fuerte desnivel y valles de disección profunda, mayor de 100 m.</p> |
| <p>4</p>  <p>2800 a 3000 m</p> | <p>Relieve acumulativo-erosivo de piedemonte y volcanoclástico, dislocado por deformaciones en bloques de origen tecto-volcánico. Además, presencia de cuerpos volcánicos aislados con derrames lávicos. Unidad disecada por barrancos profundos (&gt; 100 m) y de densidad concentrada mayor de 2.5 km/km<sup>2</sup>.</p>   |
| <p>5</p>  <p>2600 a 2800 m</p> | <p>Relieve acumulativo-erosivo de piedemonte inferior disecado por valles amplios, de baja y media profundidad de disección (de 10 y &lt; 100 m) con tendencia a un aluvionamiento creciente en la base inferior del piedemonte. De forma escasa y sólo localmente hay evidencias de tectonismo y volcanismo.</p>   |
| <p>6</p>  <p>&lt; 2600 m</p>   | <p>Llanura acumulativa de nivel base de origen lacustre y esencialmente de material volcanoclástico, constituye el piso de la fosa de Ixtlahuaca (megabloque negativo) en proceso de hundimiento.</p>   |

La planicie de Toluca, formada por la depresión del Lerma, está limitada hacia el sur por derrames lávicos cuaternarios, hacia el norte por los piedemontes de las sierras Mazahua y Monte Alto, hacia el este por grandes edificios volcánicos aislados y hacia el oeste, en contacto con el relieve volcánico acumulativo reciente y el flanco terminal del volcán Nevado de Toluca. Por tratarse de volcanismo muy joven, las posibles evidencias de la actividad neotectónica se encuentran cubiertas. Sin embargo, a juzgar por el curso del río Lerma sobre la porción oriental de la planicie, podría inferirse un basculamiento del piso del bloque en ese sentido (figura 7).

El megabloque positivo de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo es el más antiguo de la zona en estudio (plioleistoceno, figura 2, localidades 5 y 6). Los lineamientos subordinados se disponen a manera de una red compleja, integrada por tres rumbos principales yuxtapuestos: NNE-SSW, NW-SE y W-E, este último el más reciente y el menos evidente (figura 8).

El primer juego cruza materialmente el sistema montañoso, sin presentar alineamiento de volcanes vinculado, y controlando el drenaje del piedemonte. El segundo juego cruza el anterior, coincidiendo con el eje orográfico del sistema montañoso; se caracteriza por presentar un alineamiento de numerosos volcanes pleistocénicos asociados, mayoritariamente localizados sobre los parteaguas y disminuyendo hacia los bordes del megabloque. El último juego se caracteriza por originar sistemas de elevación-hundimiento locales, con escaso desplazamiento vertical, pero con escarpes tectónicos bien definidos (figura 8).

En cuanto a los bloques subordinados al megabloque de las sierras antes citadas, destacan dos conjuntos. El primero, de segundo orden, está constituido por una serie de bloques individuales que integran una zona de aislamiento del relieve a los procesos exógenos, a considerable altura (más de 3 000 msnm) con respecto al nivel de base constituido por las fosas que rodean este sistema (aproximadamente 2 600 msnm). Este desnivel permite el desarrollo de ondas erosivas a partir del nivel de base que, aunado a la mayor densidad de fracturamiento en valores que van de 1.5 a más de 2.5 km/km<sup>2</sup>, permite que tal concentración de estructuras disyuntivas se reflejen por medio de una disección más profusa, o sea, valores de densidad del drenaje que varían en un rango de 2.5 a mayores de 3 km/km<sup>2</sup> (figuras 3 y 4). En los mismos se observa un dominio del corte erosivo de la disección profunda, mayor de los 100 m sobre los bloques de tercero y cuarto órdenes circundantes a la serie de segundo orden en cuestión. De esta manera se construye un escarpe regional que marca el lími-

te de la zona de aislamiento o amortiguamiento erosivo señalada y a la vez el límite entre dos estadios de degradación bien diferenciados: en la zona de aislamiento los procesos son denudatorios y de menor intensidad relativa que en los de segundo, tercero y cuarto órdenes, caracterizados por erosión lineal en pendientes más fuertes, ya que se trata de las márgenes del megabloque. La zona de aislamiento queda entonces como una herencia del relieve original, donde dominan pendientes suaves, de geometría convexa.

El segundo conjunto de bloques está vinculado a la expresión geomorfológica indicadora de levantamientos recientes. Se trata de estructuras dómicas o de bloques alineados de oriente a poniente, dispuestos en el piso altitudinal de montaña por un sistema alternado de elevación-hundimiento locales; éstos últimos, disecados profundamente (normalmente más de 300 m) mediante fluvios estrechos que cortan perpendicularmente el rumbo del alineamiento (figura 7). Con rumbo poniente, siguiendo la franja del levantamiento y sobre los depósitos volcanoclásticos y de piedemonte, el relieve se expresa a través de una mayor concentración de la densidad de drenaje de hasta 2.5 km y de la configuración arqueada del patrón de drenaje rodeando el levantamiento. La prueba definitiva es la anomalía en la disposición colgada o suspendida del piedemonte. En el extremo occidental del alineamiento en cuestión, en la zona del "Estrechamiento de Perales" (figura 2, localidad 15) y en el contacto transicional de ambas cuencas tecto-sedimentarias Lerma-Ixtlahuaca, el desplazamiento eleva el lecho lacustre en 75 m sobre el nivel del piso de las fosas, a la manera de un pilar tectónico. De esta manera, el relieve formado por el alineamiento une a los dos megabloques: Sierra Mazahua y Sierra de Monte Alto y Bajo, mediante un puente o pilar estructural.

#### DISCUSION

La importancia de este tipo de trabajo radica en la posibilidad de detectar evidencias tectónicas a partir, básicamente, de razonamientos morfológicos. La tectónica puede evaluarse en su expresión espacial, en su intensidad y en los contrastes altitudinales de los bloques resultantes.

De esta manera, tal como puede apreciarse en las cartas morfoestructurales, se infirió la existencia de un lineamiento regional, con rumbo general oeste-este, que denominamos Lerma-Victoria. Se trata de una depresión estrecha y alargada, de más de 65 km de longitud, que ocupa la porción más deprimida de la fosa de Toluca y

que ha sido aprovechada para la captación de aguas superficiales mediante la construcción de presas. Este lineamiento se interpreta como una falla, pues constituye el contacto entre varios megabloques positivos y negativos. Su trazo es inferido, ya que no puede apreciarse en la imagen de satélite (salvo en algunos tramos de su porción oriental), por encontrarse sepultado y anegado.

Asimismo, se interpreta una unión a manera de "puente" tectónico entre dos bloques de primer orden: Sierra Mazahua y sierras de Monte Alto y Monte Bajo. Este puente es de escasa altitud relativa sobre las planicies circundantes (Toluca e Ixtlahuaca) pero sus límites disyuntivos están bien definidos por fallas de primer orden. Este puente es atravesado por el río Lerma, conectando hidrográficamente las dos planicies mencionadas, mediante un probable caso de antecedencia fluvial (Ortiz *et al.*, 1985).

Otro aspecto que realza este trabajo es el reconocimiento de levantamientos locales recientes mediante la interpretación del arreglo de los patrones fluviales y de lineamientos, mismos que no habían sido interpretados, según la información disponible, hasta el momento.

Teniendo en cuenta los aspectos morfológicos relacionados con la conservación de los escarpes, la magnitud de los depósitos al pie de los mismos, los desniveles relativos y distancias de los escarpes a las líneas de falla, podemos deducir edades relativas, dentro de esta actividad neotectónica. Así, la falla de Atlacomulco, que se desprende como falla marginal del sistema Toxi-Acambay, es la más reciente. Ello se observa claramente debido a la ausencia de depósitos al pie, a la definición (claridad, rectitud) del lineamiento y al corte del afallamiento sobre el complejo volcánico de Jocotitlán, que deja como muestra una estructura asimétrica.

Un poco más antiguas que la anterior son las fallas Toxi-Acambay, por presentar coluvios al pie del escarpe (aunque no estén disecados); probablemente contemporánea de éstas es la falla de Perales, pero de mucho menor magnitud. La más antigua, teniendo en cuenta el volumen de coluviones y proluviones, ya totalmente disecados, es la falla de Ixtlahuaca. Sin embargo, si se considera que es una falla profunda que controla la tectónica regional, puede inferirse que esta falla es aún activa, o bien que su actividad ha persistido durante un lapso muy prolongado.

En cuanto a la falla inferida Lerma-Victoria, no es posible asignarle alguna edad,

ya que se encuentra sepultada por la interdigitación de depósitos de piedemonte de acumulación rápida.

Finalmente, y a modo de conclusión, es posible señalar algunas características acerca de un balance general de los procesos de erosión-acumulación en función de la intensidad de la actividad tectónica. En todos los megabloques se observa una mayor intensidad de procesos erosivos sobre sus bordes y una mayor acumulación al pie de los escarpes. Por otro lado, la actividad erosiva disminuye, relativamente, en las zonas internas de los bloques, a pesar de tener una gran altitud absoluta y relativa sobre el nivel de base regional.

#### AGRADECIMIENTOS

Se agradecen las sugerencias del Dr. José Lugo y la colaboración de los estudiantes René Ceceña Alvarez e Iván Cuéllar del Aguila en la elaboración del material cartográfico.

#### BIBLIOGRAFIA

- BASHENINA, N. V., L. B. ARISTARKHOVA and A. A. LUKASHOV, 1972. Methods of morphostructural analysis in geomorphological mapping. Manual of Detailed Geomorphological Mapping, J. Demek (Ed.) Academia Praga.
- CSERNA, Z. de, 1974. La evolución geológica del panorama fisiográfico actual de México. *En: El Escenario Geográfico*, Depto. de Prehistoria, INAH, México.
- JAIN, V. E., 1980. Geotectónica general. Parte 1. Editorial Mir, Moscú.
- KOSTENKO, N. P., 1975. Geomorfología estructural. Instituto de Geografía, UNAM, México.
- LUGO, J. I. y M. A. ORTIZ, 1980a. Análisis geomorfológico estructural del conjunto montañoso de la región de Cabo Corrientes, Jalisco. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, LXI, 1 y 2, 1-14.
- LUGO, J. I. y M. A. ORTIZ, 1980b. Análisis de la densidad y frecuencia de fracturas en el conjunto montañoso marginal al Océano Pacífico, entre Bahía de Bandejas y Punta Peñitas. Tercera Reunión Nacional de Geotecnia y Geotermia. Memoria 1. Comisión Federal de Electricidad, México.
- LUGO, J. I., 1981. La disección del relieve en la porción centro-oriental del Sistema Volcánico Transversal. *Bol. Inst. Geog.*, 11, UNAM, México.



ORTIZ, M. A., G. H. BOCCO, J. C. MOYA y J. J. ZAMORANO, 1985. Una interpretación de los depósitos recientes en el bloque de Ixtlahuaca, Edo. de México. Memoria del X Congreso Nacional de Geografía. Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística. Morelia, 29-46.

**PERFILES GEOMORFOLÓGICOS COMPLEJOS**  
**(Significado y aplicación en la interpretación morfotectónica)**

Mario Arturo Ortiz Pérez\*

RESUMEN

Se da a conocer como aporte original una serie de guías metodológicas y claves analíticas de clasificación morfológica de valles e interfluvios y algunos otros elementos lineales del relieve de carácter morfométrico.

Se indican los pasos y los procedimientos específicos para el diseño y selección de la trayectoria y confección de perfiles, como parte de la cartografía geomorfológica. Además, se expone una nueva relación de opciones que se agregan a los perfiles geomorfológicos compuestos, con una caracterización de los diversos tipos de perfiles y su aplicación.

SUMMARY

In this paper, the main theoretic and methodologic principles dealing with geomorphological profiling, as a tool in morphotectonic analysis are given.

Analytical keys for morphologic classification of valleys and interfluves, as well as other lineal morphometric relief elements, are indicated.

The construction of geomorphological profiles design, selection of the path, as a part of geomorphological mapping, is described. Moreover, new option regarding complex geomorphological profiles are presented, together with the different types of profiles and their possible applications.

\* Investigador del Instituto de Geografía. UNAM.

## 1. INTRODUCCIÓN

En la presente investigación se analiza el papel que juegan los perfiles en los estudios de carácter morfoestructural como herramienta de búsqueda y análisis, pues ellos constituyen una de las técnicas fundamentales en la cartografía geomorfológica.

Una de las contribuciones concretas de este trabajo es la de constituir una guía metodológica encaminada a estimular su utilización más amplia, sobre todo si consideramos que el aporte de esta técnica crea renovadas expectativas de estudio.

La morfometría lineal de perfiles le confiere al método en cuestión el rasgo distintivo, de constituir un registro gráfico del relieve, que se estructura sobre la base de datos numéricos de carácter continuo; en los perfiles se incluyen índices numéricos que contribuyen a precisar la interpretación y adecuar la trayectoria de los perfiles. Estas características y el atributo de disponer de la yuxtaposición simultánea de perfiles de distinta naturaleza, permiten descifrar la disposición de ciertos elementos del relieve, los cuales después, al ser correlacionados constituyen una clave importante para interpretar el carácter zonal y morfogenético del relieve.

Los procedimientos para el manejo de perfiles y su aplicación se discute para cada una de las secciones del trabajo, reconociendo y señalando el cuidado que debe tenerse con esta técnica y la limitación de los resultados para ciertos casos.

## 2. ANTECEDENTES

En México se debe a Kostenko (1975) la iniciación y uso de perfiles geomorfológicos compuestos. Después, Lugo (1978) presenta un análisis morfoestructural de un sector de la porción norte de la península de Baja California basado en interpretación de perfiles. A partir de estos trabajos se incorporan los cortes geomorfológicos como parte integrante de los levantamientos geomorfológicos del relieve. Posteriormente, con experiencias acumuladas se sigue aplicando la interpretación de perfiles pero a muy diversas escalas. Sin embargo, persiste su utilización casi exclusivamente para el análisis morfoestructural.

Kostenko (1975, pág. 54) distingue dos tipos de perfiles de acuerdo con su disposición en plano: los longitudinales y los transversales.

Los longitudinales siguen la traza o dirección del eje mayor de las estructuras formadas por el arqueamiento del levantamiento tectónico cuyo umbral generalmente corresponde al eje orográfico o al plano axial de la deformación de la corteza terrestre por movimiento positivo. Por ejemplo, el eje de un pliegue anticlinal de una cadena volcánica, de cualquier estructura dómica o en arco, en cúpula de topografía suave pero de extensión amplia.

Los elementos del relieve representados a lo largo de este tipo de perfil permiten conocer, a través de su expresión:

-- La estructura de las deformaciones originadas por el levantamiento, clasificadas en función de su intensidad.

-- El arreglo y distribución de las áreas de mayor intensidad tectónica.

-- La relación entre los procesos de erosión y denudación del relieve, pero examinados como una reacción a los impulsos e intensidad de los movimientos tectónicos.

Los perfiles transversales cortan perpendicularmente el eje longitudinal de los levantamientos (flancos de pliegues, laderas de elevaciones o depresiones que circundan a los levantamientos, y hundimientos, respectivamente).

La trayectoria transversal de los perfiles tiene como objeto registrar todas las flexiones o irregularidades del relieve. Para ello convencionalmente se clasifica al relieve en valles, vertientes y cimas.

En el caso de los valles el trazo de perfiles transversal intenta distinguir el número, amplitud y profundidad de los cortes erosivos fluviales o las superficies de nivelación por la formación de terrazas fluviales. En el caso de las vertientes, se trata de reconocer el origen y naturaleza de las rupturas de pendiente en relación con los movimientos tectónicos recientes. Para las cimas o superficies de parteaguas el fin es caracterizar la morfología por su expresión geométrica y clasificarla según su arreglo morfográfico y altitudinal, para relacionar su disposición y forma con los procesos morfodinámicos, internos y externos.

En ambas clases (longitudinales y transversales) el objetivo central de la metodología es el de asociar de manera armónica los

elementos del relieve que resultan correlativos entre los factores endógenos (tectónicos) y exógenos (denudativo-erosivo).<sup>1</sup>

Precisamente se intenta registrar los movimientos tectónicos recientes mediante la interpretación de perfiles que permitan conocer:

--- La naturaleza de los escarpes, quiebres, rupturas de pendiente y flexiones que, de acuerdo con su origen, pueden ser: tectónicos, erosivos, litológicos o mixtos.

--- La relación directa o indirecta entre estructura geológica y relieve.

--- Las estructuras tectónicas activas e inactivas.

--- El carácter estructural y/o tectónico de la disección lineal, el arreglo, la jerarquía y la disposición de la red fluvial en función de la posición de los niveles de base y la relación con la disposición potencial para disecar el relieve.

--- La distribución y disposición altitudinal de las superficies de nivelación planar y su posible relación con periodos de estabilidad orogénica.

--- Los cambios en la velocidad de disección fluvial condicionada por la tectónica, identificando las principales etapas del corte erosivo fluvial.

---

<sup>1</sup> Se emplea aquí para designar procesos distintos: denudación acción de rebajamiento del relieve a través de los mecanismos de acción areolar que actúa en superficie, de forma planar o mantiforme, no concentrada. Y erosión equivale a la excavación lineal por acción concentrada del agua corriente o fluvial.

--- La disposición topográfica y estructural que aunada a los aportes de los anteriores incisos muestra la relación entre los movimientos tectónicos y la expresión del relieve.

### 3. SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO DE LOS PERFILES

Para correlacionar los procesos de origen endógeno con los exógenos, es necesario comprender la base teórica geomorfológica sobre la que se fundamenta la interpretación de los perfiles geomorfológicos.

El trazo de perfiles longitudinales que se dirigen sobre las divisorias de agua o de cimas constituyen los elementos del relieve que se consideran como el último relicto de las modificaciones o destrucción del mismo, ya que, estas superficies son las menos degradadas o mejor conservadas desde el punto de vista denudatorio-erosivo. Tanto las laderas como los valles se modifican, teóricamente, de manera mucho más rápida, mientras que las cimas persistirán con su estructura original, por un tiempo más largo, identificándose como el relieve más antiguo. Por ende es aquí donde es posible hallar las superficies primarias o al relieve con su morfología original.

Cabe aclarar que la explicación anterior, no necesariamente se cumple cuando se analiza el relieve tomando en cuenta el ciclo de erosión formulado por W. M. Davis, en Holmes (1980, págs. 332-341) conocida teoría casi universal que aborda el proceso de rebajamiento o nivelación del relieve por la acción de los agentes exógenos cuya destrucción se verifica de arriba hacia abajo, o sea

en sentido esencialmente vertical, siguiendo la pauta dada por la profundización de los valles con el consiguiente descenso de los interfluvios (Figura 1).

La aceptación de este modelo teórico sólo tendrá lugar para aquel relieve formado normalmente de rocas suaves o con el de una morfología propia de zonas nivales permanentes, en donde serán dominantes los procesos de ablación y gelifracción, dada la posición que ocuparían altitudinal y/o latitudinalmente. Por tanto, en estas áreas la destrucción se realiza en forma intensa a nivel de cimas, mientras que en la porción baja de los flancos montañosos decrecería el grado o rapidez en la modificación del relieve (Figura 2).

Pero también hay que tener presente la otra posición teórica, de W. Penck (Holmes, 1980, pág. 336) quien propone que la nivelación del relieve se efectúe mediante el dominio de la acción o la destrucción lateral del relieve, tal como se verifica en muchas zonas áridas, por ejemplo, el relieve de masas (Figura 3).

En el desarrollo evolutivo del relieve participan al mismo tiempo los dos modelos anteriormente mencionados, dominando uno u otro según sea el ámbito geográfico de que se trate.

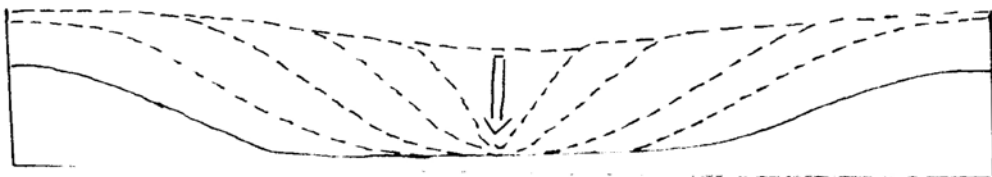


Figura 1. Esquema visto en perfiles de la nivelación del relieve formulado por Davis. Las líneas representan diversas etapas de la evolución del relieve por denudación de los interfluvios.





Figura 2. Imagen que ilustra el argumento anteriormente expuesto (véase texto). Compárese fotografía y croquis respectivo, siguiendo el trazo que limita a dos ámbitos climáticos distintos. En el nivel superior la expresión morfológica consiste en cumbres puntiagudas de forma piramidal y los interfluvios contienen divisorias de arista afilada. En la porción baja y a nivel de flancos, la morfología de las laderas observadas, tanto en perfil como en planta, presentan una geometría convexa.





Figura 3. En este tipo de morfología el declive abrupto del relieve es originado por la acción que ejercen procesos exógenos en sentido lateral y por la influencia de la gravedad.

Sin negarle importancia a la problemática relativa a la evolución de vertientes y en general a la nivelación del relieve, esta temática escapa del cometido central del presente análisis. Entonces baste recordar que la expresión original de la inmensa mayoría del relieve de edad relativamente joven o del cuaternario, por efectos de movimientos positivos o de levantamiento, se expresará en cimas y vertientes de geometría convexa, si es examinada tanto en perfil como en planta (Figura 4). Es el caso por ejemplo de cuerpos intrusivos dómicos: batolitos y formas asociadas, lacolitos, pliegues anticlinales, a menor escala. Abombamientos de la corteza terrestre circundante de fosas tectónicas tipo rift o a los antecliclises formados por amplios y suaves arqueamientos positivos dentro de un cratón. Considérese además en esta clase, al relieve volcánico acumulativo de edad reciente, consistente en el depósito sucesivo de derrames lávicos y/o al apilamiento de material volcanoclástico, sea de flujo o de caída libre, rellorando depresiones que pueden dar lugar a formas constructivas mesiformes (coladas, mesas, trapps) o de acumulación de magmas viscosos (domos y edificios volcánicos en general), que ofrecen en sus flancos una geometría convexa o de perfil recto y superficies planas pero en un número muy reducido.




Figura 4. El perfil y los contornos de las estructuras ejemplificadas: a) pliegue anticlinal y b) domo o volcán que muestran una geometría de convexidad dirigida hacia el cielo.

#### 4. CLAVES DE INTERPRETACIÓN DE LA MORFOLOGÍA CUMBRAL

El análisis está sustentado en tres sencillas claves de configuración morfológica que en corte transversal son semejantes a:  y luego ordenadas de manera semejante a la de los valles por su posición en el relieve. Es decir, valles con corte transversal en "V" para los ríos de montaña, los valles en "U" para los ríos intermontanos y amplios, y en perfil rectangular con fondo plano  para el caso de cauces fluviales de llanura o con aluvionamiento asociado a una acumulación abundante. A partir de tales claves y siguiendo la misma pauta, se podrá entonces aplicarla a la morfología de interfluvios con la condición de invertir el desarrollo de la lógica que se aplicó en los valles. De esta forma tenemos:

Interfluvios de cima o techo plano de perfil rectangular.

. Se observa que la morfología de dicha configuración podrá corresponder a una explanada que puede ser de origen acumulativo sedimentario, o al relieve volcánico igualmente acumulativo de derrames lávicos y/o volcanoclásticos. La otra opción desde el punto de vista de acción exógena es la que se

identifica con el proceso de aplanamiento del relieve por denudación, sin importar por ahora el origen de la roca o de la estructura.

Si el perfil transversal de la cima o de la divisoria interfluvial es modelado por una configuración afilada y rematada en forma de cúspide " $\wedge$ " o triangular, y si a lo largo de la divisoria se conserva la arista estrecha, podemos considerar que se trata de rocas duras muy resistentes a su remoción. Conviene además observar la base del talud con el objeto de hallar depósitos detriticos de origen coluvial (Figura 5). Si este no es el caso, entonces es necesario dirigir el análisis hacia la red fluvial con el fin de comprobar si las corrientes elementales ya alcanzaron a modelar la divisoria de aguas.

La cartografía de este tipo de parteaguas indicará en primer término la ausencia de superficies de relieve original, la probabilidad del dominio de un régimen tectónico estable, débil cuando menos recientemente. La presencia de este tipo de relieve se guía en su modelado por factores estáticos: litología, disposición estructural y topografía (alturas y pendientes). En la mayoría de los casos se identifican con formas del relieve más antiguas, de tipo residual.



Figura 5. Esquema idealizado que ejemplifica la clase de parteaguas de cimas agudas, dispuestas normalmente en forma aislada, excepto las de clima frío con influencia nival severa, cuyas cumbres se desprenden de picos de forma piramidal que se distribuyen en un arreglo complejo de crestas.

Si la configuración del interfluvio en corte transversal presenta la cúpula de la convexidad se podrá ubicar al interfluvio por su edad entre los dos casos explicados, como una fase de transición entre el relieve joven y el más antiguo ya modelado. Las características que lo definen son la cima redondeada o ligeramente arqueada sobre la cual se ubica la superficie de nivelación que se inclina hacia los flancos, limitada casi siempre por una ruptura de pendiente a partir de la cual se entra a los declives de mayor pendiente que constituyen los flancos del interfluvio.

El análisis del corte transversal de la cumbre interfluvial debe interpretarse ligando a los respectivos cortes de los valles que limitan a los interfluvios, pues en la combinación de ambos cortes se observará si hay o no correspondencia entre la configuración geométrica de uno u otro elemento del relieve. Según se presente la combinación de las disposiciones, que reflejarán un comportamiento similar o distinto del relieve entre el parteaguas y sus respectivos fluvios de acuerdo con el siguiente esquema:

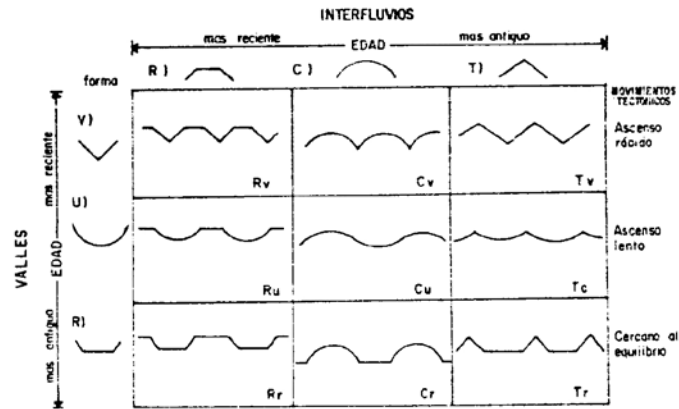


Figura 6. Clasificación de la configuración geométrica de cumbres y valles en relación con el modelado de interfluvios y la morfología del corte erosivo en función de la velocidad de ascenso de los movimientos tectónicos.

Considerando que los cortes no sólo son producto de la actividad tectónica, sino que pueden ser el resultado de la naturaleza del material o litología en relación con la capacidad de la disección fluvial, habrá entonces que optar o desechar un modelo definido de morfogénesis, por esto se confrontará con la cartografía geomorfológica de la génesis del relieve con objeto de decidir el origen de los cortes.

El orden establecido en el arreglo de perfiles obedece a la dinámica de la actividad tectónica. Así, la configuración del esquema de la figura 6, en el corte de cumbres con las claves: R<sub>v</sub>, C<sub>v</sub>, y de valles en T<sub>v</sub>, muestran en la disposición transversal una longitud más larga y un número mayor de crestas por unidad de longitud o en área, si se llegará a correlacionar espacialmente. Tanto la morfología cumbral como los valles en "V" señalan la posibilidad de un ascenso rápido del relieve, incluso para la clave T<sub>v</sub>, en donde las cumbres son de tipo morfoescultural (modelado por procesos exógenos), pero en el cual los valles presentan la "V",

evidenciando un rejuvenecimiento del corte erosivo de la disección lineal que apunta hacia una reactivación de un posible levantamiento reciente.

Para el caso de los valles en "U", es notorio el equilibrio en el desarrollo de cumbres y valles, ya que son de igual magnitud por sus dimensiones y amplitud vertical de relieve semejante. De lo cual se deduce una proximidad de las condiciones cercanas al equilibrio, aunque todavía con predominio de la actividad tectónica positiva sobre la configuración negativa de la nivelación del relieve por erosión. Dominio que decrecerá en la medida que se pasa de una configuración a otra, siguiendo el sentido de Ru, Cu, hasta Tc, en donde las dimensiones del relieve positivo de crestas (ridges) pierden terreno ante las cuencas o depresiones. Empero, en la misma existencia del desarrollo conerosivo <sup>2</sup> de amplios valles en "U", se respaldará la evidencia de la actividad tectónica en condiciones lentas.

La clasificación de valles de corte rectangular o trapezoidal se caracterizan por su extensa amplitud horizontal, son de escasa profundidad y fondo plano, normalmente cubiertos por depósitos aluviales, acompañados de patrones fluviales acumulativos de anastomosis y meándricos. En los cuales la erosión queda recluida al lecho ordinario o menor, mientras que la acumulación sedimentaria cubre toda la amplitud del fondo del valle. El proceso de sedimentación se incrementa de la configuración RR,

---

<sup>2</sup>Conerosivo que se verifica junto y al mismo tiempo el fenómeno erosivo.

(véase figura 6), hacia Cr, paisaje de llanura con topografía aislada de "montañas islas" formados por levantamientos locales intradepresionales o simplemente como relictos de la denudación diferencial (domos de exfoliación, cabezas de azúcar, etcétera).

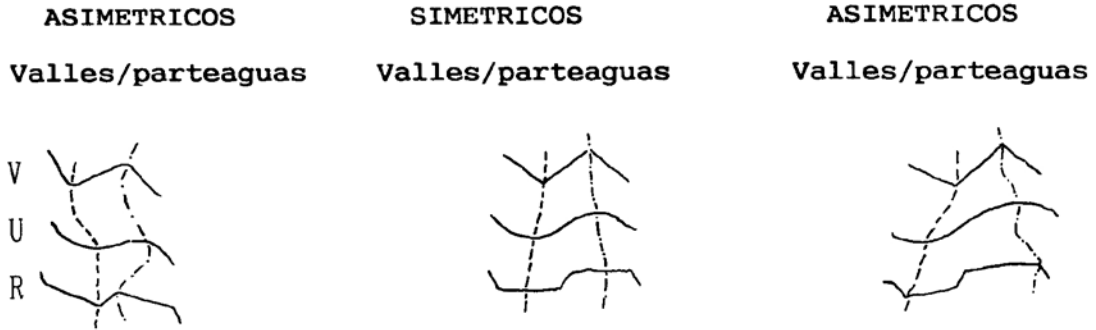
La configuración con la clave Tr se identifica con la clásica concepción morfogenética de pedillanura, típica del relieve residual circundado de amplias rampas acumulativas, en las cuales los procesos niveladores del terreno, (entallamiento o abrasión areolar) y los de sedimentación son los dominantes en el paisaje. Este marco de interrelaciones se traduce como el equilibrio existente entre la actividad interna y la exógena.

Cuando la acumulación sedimentaria rebasa en magnitud y velocidad a la tectónica de hundimiento, obviamente no puede aplicarse el esquema anterior.

La identificación y la zonificación de la expresión morfológica de las configuraciones de valles y parteaguas registradas en la carta morfoestructural, marcarán los cambios en el tipo de morfología y por tanto la intensidad del modelado y con esto, las evidencias, y los lugares con un desarrollo articulado de la actividad endógena-exógena.

Además de deducir con la guía de claves, la dirección y velocidad relativa de los ascensos tectónicos, también es posible reunir evidencias de movimientos diferenciales en sentido oblicuo o basculantes, a través del corte asimétrico de la morfología de valles y parteaguas, que agrupados por su disposición son los siguientes:





Se muestran nueve ligas de configuración en las que se incluyen, las de disposición simétrica, pues éstas pueden conjugarse con otro elemento asimétrico sea de parteaguas o valles. Reuniendo todas las configuraciones posibles se forma un total de 27 combinaciones, incluyendo los tres arreglos simétricos.

Es evidente que esta guía constituye sólo un sistema de búsqueda, de prospección y detección de ciertas anomalías del relieve, que cumple con una fase de reconocimiento. Por tanto, cualquier diagnóstico en cuestión deberá estar respaldado en el conocimiento previo de la estructura geológica.

Aunado a la zonificación de interfluvios, habrá que designar un orden jerárquico con el fin de conocer la distribución y posición altitudinal en el marco de referencia regional, para correlacionar el tipo de morfología de parteaguas con los diversos órdenes de interfluvios. Por otro lado, la distribución indicará el grado de compatibilidad de las divisorias con respecto a la zona umbral del levantamiento o axial, a la porción media y a la marginal. La armonía o incluso la confrontación entre los elementos lineales del relieve y la respectiva zonificación

espacial de los movimientos recientes constituyen la prueba más rigurosa del método en cuestión.

Además del relieve de cimas existen las superficies de nivelación, tanto acumulativas como denudativas, desde el inicio mismo del levantamiento de áreas montañosas jóvenes, o las que se han formado en la etapa preorogénica, pero que perduraron por largo tiempo, debido a que la velocidad de levantamiento rebasa ampliamente la de la erosión (Kostenko, 1975 pág. 18) propiciando con ello un distanciamiento en la amplitud vertical y areal del relieve. Así, la porción interna del levantamiento se alejará de su sector marginal causando un fenómeno de retraso general de los procesos de denudación lineal que se verificarán a partir de la disposición de los niveles de base locales que se ubican circundando a los levantamientos, quedando las superficies de cuencas intermontanas suspendidas o colgadas en niveles elevados y ubicados en la parte interna de extensos abovedamientos terrestres (Figura 7).

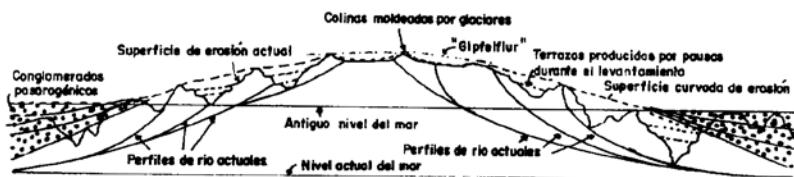


Figura 7. Plegamiento que ilustra un fuerte levantamiento de la porción central. Obsérvese una mayor profundización de los valles que circundan al levantamiento, con terrazas que marcan los episodios de la actividad tectónica. Figura tomada de Sitter (1970).

La superficie de nivel cumbral así formada constituye una plataforma llana que permanece aislada, a manera de isla invulnerable a la acción de la disección. Para que la onda de disección regresiva alcance a estas superficies se requiere de:

- Un descenso de la velocidad del levantamiento.
- Un cambio de dirección o sentido hacia el hundimiento.
- Cese de movimientos o fase de estabilidad que involucre lapsos de tiempo geológicos más o menos amplios.

Es necesario aclarar que estas superficies son el último relicto de relieve original y por tanto la referida superficie lleva la connotación del relieve antiguo, que puede confundirse con la morfología de relieve mesiforme de origen reciente. En este caso, el problema debe ser aclarado con el análisis geológico.

El levantamiento tectónico provocará un arqueamiento o pliegue en forma de estructura cómica debido a que la intensidad del movimiento es desigual, es decir, será más intenso en la porción central que contiene al plano axial y disminuirá en intensidad hacia las márgenes. Por ello, el umbral del levantamiento normalmente coincide con el parteaguas principal o el eje orográfico de una cadena montañosa. De allí que tienda a una disposición de trazo rectilíneo (visto en planta) en la medida que se relacione con un levantamiento de edad reciente. Este elemento de análisis es una valiosa herramienta ya que es aplicable para cualquier otro rasgo lineal del relieve como, por ejemplo, escarpes tectónicos, crestas estructurales, diques, cornisas, cuestas, aristas de pliegues chevrón, talwegs elementales, bordes de

terrazas fluviales y otras tantas rupturas de pendiente de distinta naturaleza.

La excepción de la regla corresponde a la geología de las fallas transcurrentes, para las cuales la intensidad del desplazamiento tectónico puede depender de la traza irregular o sinuosa de este tipo de fallas. Con esta configuración se acumula mayor energía al quedar obstaculizados los desplazamientos debidos a la rugosidad del plano de falla y a la sinuosidad de la trayectoria. En una traza recta en cambio, no habrá interferencias y por tanto, existe la posibilidad de que el movimiento sea continuo, lento e imperceptible.

Cuando la traza de los parteaguas es irregular y tiene el perfil transversal modelado como producto de la erosión, entonces tal expresión es indicativa de que el relieve ha estado sujeto a un largo periodo de estabilidad endógena, en la cual el dominio de la denudación permitió el retroceso de vertientes hasta fusionarse el drenaje en la cresta o arista del parteaguas (Figura 8).



Figura 8. Distinción entre un parteaguas "a" reciente y el "b" y "c" en los que la migración ha tenido lugar.

Aquí se inicia la migración lateral de los parteaguas. Se llega a un valor de sinuosidad elevado cuando el proceso de disección es considerablemente mayor que el de la velocidad de ascenso, señalando así el régimen erosivo del relieve.

Convencionalmente el valor de la sinuosidad (S), puede ser la relación entre la longitud del parteaguas (Lp) y la distancia más corta obtenida entre los puntos de inflexión y los extremos del mismo parteaguas (Dp), de acuerdo con lo siguiente.

Se ha observado que los valores por arriba de 1.3 indican erosión lateral extrema y/o estabilidad tectónica que ha perdurado por amplios lapsos. Otro elemento de análisis que hay que agregar a la sinuosidad es el de la red fluvial, puesto que los talwegs de primer orden decrecen en concentración y sólo es notorio entonces un alargamiento de los cursos primarios a expensas de los parteaguas, siempre y cuando la litología en particular y el resto de los factores estáticos del relieve (disposición estructural, gradientes de declives, cobertura vegetal, etc.) así lo dispongan. Por el contrario, en la medida que el valor se acerque a la unidad, el relieve se asemejará a la disposición y alineación original, aquí los cursos fluviales primarios se multiplicarán en número, principalmente en función de la velocidad del levantamiento y el gradiente de la pendiente.

Los escarpes tectónicos son un elemento lineal del relieve sujeto a la erosión y destrucción. Por ende, también puede medirse su sinuosidad, la cual habrá de relacionarse directamente con el grado de actividad y edad relativa de la falla. De aquí que: a

menor actividad y/o mayor edad, podamos esperar una mayor sinuosidad. En cambio, en la medida que sea más reciente y de elevada actividad, habrá una mayor rectitud de la traza y del propio borde del escarpe tectónico. Por ello, los parteaguas y los escarpes pueden relacionarse desde este punto de vista, con la sola condición de pertenecer al mismo bloque o estructura. Se sobreentiende que en la medida que el fallamiento sea actual y la velocidad de ascenso sea rápida, la sinuosidad se acerca a la unidad. Pero si el índice de sinuosidad es claramente mayor que la unidad, la rectitud del escarpe se pierde por los desplazamientos laterales del frente (spurs) alejándose de la trayectoria recta.

Cuando los valores de sinuosidad son similares tanto para el parteaguas como para la base del escarpe, existirá un régimen tectónico semejante. De esta manera, si ambos elementos se aproximan a la unidad, seguramente corresponderá a la estructura de un levantamiento reciente. Si por el contrario, se aleja del valor de uno, por más de dos y tres décimas o más, pertenecerá a relieves antiguos, tectónicamente muertos, en los cuales, la geomorfología estará guiada en su desarrollo por la dureza y la disposición de las rocas y primordialmente por la influencia del clima en el modelado del relieve. En casos excepcionales, debido a la complejidad estructural de las rocas, podrían existir valores altos en relieves de edad reciente.

Una aproximación a la edad relativa del relieve de un escarpe cualquiera, se obtiene de dividir la sinuosidad del borde

longitudinal del escarpe, entre la sinuosidad de la traza de falla, que sería la de mínimo valor. Si son semejantes los resultados hasta el nivel de precisión del primer decimal, entonces todo el frente del escarpe es de la misma edad. Pero si se trata de una falla con movimientos recurrentes o alternados de actividad y otros con lapsos de quietud que equivaldrían a periodos de destrucción por la erosión, entonces se tendrían valores de sinuosidad diferentes entre uno y otro. Conviene en este caso revisar en dónde se ubica la disección del escarpe. Si sólo se encuentra en la parte alta, en la media, o la erosión corta la totalidad del frente. En el primer caso, es decir con la presencia de valles suspendidos, se trata de una estructura viva con desplazamiento muy reciente. Cuando acontece lo contrario, pero es posible seguir la traza de falla, se sugiere que presenta movimientos recurrentes, de los cuales el último es pre-holocénico o cuaternario tardío.

Se estima la actividad tectónica del escarpe indirectamente a través de la disección fluvial que presente el borde del frente escarpado, mediante un análisis propuesto por Bull y Mcfadden, 1977 en (Keller y Rockwell, 1984) por medio del cual se reflejan las diferencias en la forma que muestra el corte transversal de los valles que emergen del frente escarpado. Si la forma del valle en sección transversal tiene un corte en "V" representa en profundidad la disección de la erosión lineal, como respuesta al ascenso o actividad tectónica reciente. Si se perdiese la incisión en "V" y ésta es reemplazada por una ampliación del valle debido a la erosión lateral de las márgenes, indicará estabilidad del nivel

base del escarpe. Se utiliza para el análisis el valor de la profundidad, la amplitud horizontal del lecho fluvial y la altura del corte de disección de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$Fv = \frac{2Fvw}{(Ri-Hlf) + (Rd-Hlf)}.$$

Donde Fv es la forma del valle en relación con la anchura del lecho y la altura del fondo o lecho del valle. Fvw es la anchura del lecho fluvial. Ri y Rd son respectivamente las elevaciones de las márgenes izquierda y derecha. Hlf es la altura del lecho fluvial. Bull y McFadden (1977) aplicaron esta relación para ciertos sectores de la falla Garlock en el sur de California, clasificando el frente montañoso dentro de tres grupos:

- a) Tectonismo activo se caracteriza por una débil sinuosidad y valores bajos en la relación anchura y altura del valle.
- b) Actividad tectónica de moderada a débil se caracteriza por valores intermedios de sinuosidad y en el factor de forma.
- c) De débil a estable, se expresa por sinuosidad alta y la relación de forma también es alta.

Por otra parte, si en la relación morfométrica de parteaguas y escarpes hay notables contrastes de sinuosidad, se habrá descubierto la superposición de dos estilos estructurales y tectónicos diferentes que han afectado a la misma estructura en



dos regímenes o fases tectónicas distintas, en las cuales la herencia de una orogenia anterior influye en la morfología de sólo uno de los elementos lineales del relieve.

El grado de incompatibilidad o por el contrario de afinidad de estos elementos del relieve es susceptible de describirse numéricamente:

$$i = \frac{S_{\max}}{S_{\min}}$$

del cual:  $i$  = incompatibilidad,  $S_{\max}$  = sinuosidad máxima y  $S_{\min}$  = sinuosidad mínima.

Existe afinidad si el valor es 1 o se acerca a la unidad, e incompatibilidad si se aleja de 1.

## 5. SELECCIÓN DE LA TRAZA DE PERFILES

Para elegir la trayectoria adecuada de los perfiles se seleccionarán previamente el número de transectos y el diseño de las posibles trayectorias en función de:

--- La complejidad geomórfica que arroje la fotinterpretación previa (Ortiz y Bocco 1985). El trazo debe seguir la franja de mayor interés geológico-geomorfológico, sin necesidad de guardar el trazo recto en los transectos.

--- La amplitud del área considerada.

--- La distribución y disposición altitudinal del complejo orográfico.

--- La disposición y orientación del drenaje con referencia a la ubicación de los niveles de base locales, a partir de los cuales se diseña el relieve.

--- La frecuencia y concentración de rupturas de pendiente de las laderas.

Este último apartado se utilizará para calificar la irregularidad y naturaleza de la configuración geomorfológica de las vertientes, a través de un índice numérico sugerido por Cristofolletti y Tavares (1977) para describir una parte de la morfometría de las laderas, el cual consiste en reconocer (en el campo, mediante fotointerpretación y/o en mapas topográficos) el número de inflexiones o rupturas de pendiente, que multiplicados por cien y divididos por la longitud de la vertiente, permita hacer comparaciones:

$$R_p = \frac{n \times 100}{L}$$

Donde  $R_p$  es el índice de rupturas de pendiente,  $N$  el número de rupturas de pendiente y  $L$  la longitud de la ladera.

Cuanto mayor sea el resultado, mayor es la concentración de rupturas en función de la longitud de las vertientes o los flancos de cualquier estructura.

Las rupturas de pendiente serán, para el caso que nos ocupa, de vital importancia para reconocer los mecanismos morfogenéticos, que clasificamos en tres tipos: tectónicos, litológicos y erosivos:

--- En los tectónicos, en la medida que se incrementan las deformaciones por desplazamientos habrá proporcionalmente un mayor número de dislocaciones (escarpes tectónicos).

--- En los litológicos en la proporción que se alternen rocas suaves y competentes, habrá erosión diferencial que se expresará en terrazas estructurales o escarpes litológicos.

--- En los erosivos, a mayor intensidad del corte erosivo de la disección fluvial, más frecuentes y de mayor amplitud serán los saltos de cabecera, expresados la mayor parte de las veces en la morfología de circos denudatorios y escarpes erosivos y en los valles por fases de incisión, formando terrazas, rápidos o saltos.

En el proceso de búsqueda y selección de estos tres tipos de escarpes se discriminarán dos opciones y se optará por una, siguiendo el criterio de toma de decisiones de la prueba y el error. Sin embargo, es posible con cierta frecuencia encontrar escarpes mixtos, es decir con la combinación de dos tipos o más. De esta forma se tiene: el escarpe de tipo litológico se identifica y se define positivamente o negativamente, a partir de los contactos y la estructura geológica, obtenida del trabajo de campo, del mapa geológico, la fotogeología, etcétera.

Enseguida, se consideran las características denudatorio-erosivas; presencia de saltos de cabecera, circos denudatorios, superficies de aplanamiento cortadas y limitadas por taludes, rupturas de pendiente de corte sinuoso que circunden a la estructura considerada y el modelado por erosión lineal para

considerar el típico escarpe erosivo.

Una vez eliminadas ambas posibilidades, se considera la evidencia de un escarpe de falla.

Para fortalecer y dar precisión a la decisión, deberá someterse la evidencia a la confrontación, incorporando los atributos y elementos mínimos que caractericen a un escarpe tectónico: valles colgados, facetas, repetición u omisión de estratos, cambios de espesor, presencia de rasgos característicos de planos de falla, alineamiento de elementos estructurales, entre otros.

## 6. CONFECCIÓN DE PERFILES

En la interpretación de los perfiles se exagerará la escala vertical con el fin de exagerar los elementos del relieve de escasa amplitud vertical (incisión de torrentes, flexiones, terrazas).

La escala vertical normalmente se exagera entre 5 y 10 veces, pero la decisión deberá ser tomada en función de la magnitud o amplitud vertical del relieve en estudio.

Por último se deben correlacionar los perfiles geomorfológicos con los geológicos, confrontando la morfología superficial con la estructura geológica para zonificar todo el relieve directo y delimitarlo del indirecto. El corte geológico debe guardar la misma escala vertical y horizontal con el fin de evitar modificaciones en la disposición de la estructura geológica.

Los perfiles geológico y morfológicos se correlacionan con la escala relativa de la resistencia de las rocas a la erosión, a fin

de establecer una serie de relaciones entre e' la estructura geológica, el tipo de roca y los impu tectónicos.

## 7. ANÁLISIS DE PERFILES GEOMORFOLÓGICOS

Se parte del concepto elemental de que la formación o levantamiento de masas rocosas o montañosas va acompañada del desarrollo de formas disyuntivas, englobadas dentro de un estilo estructural de esfuerzos y deformaciones tanto distensivas como compresivas de diversas magnitudes y modalidades, en la cual los lineamientos disyuntivos definirán y limitarán montañas y morfoestructuras en bloque que se desplazan unas con respecto a otras, a través de movimientos verticales y horizontales que corren de distinta velocidad, provocando con ello una disposición altitudinal de bloques en diferentes posiciones y alturas (Figura 9). Los bloques más elevados obedecen a una intensidad mayor de los movimientos tectónicos y obviamente los bloques más bajos o de topografía negativa a una inmovilidad y/o a un hundimiento.

La disposición escalonada de bloques y las superficies de nivelación suelen estar separadas por profundas quebradas que muestran en planta, valles de diversas longitudes y profundidades con una disposición rectilínea y de bruscos cambios de trayectoria. En perfil transversal las quebradas muestran paredes o flancos de fuerte pendiente, con inestabilidad de taludes y escarpes limitando a terrazas elevadas y valles colgados, todos estos elementos del relieve definen el carácter tectónico y erosivo de las quebradas.

De esta manera la superposición y correlación de perfiles longitudinales y transversales a los bloques, permite obtener el arreglo espacial de perfiles geomorfológicos, en donde se observará la relación entre la disposición hipsométrica de todas las superficies de nivelación, las gradas, flexiones y rupturas de pendiente de carácter estructural, litológico, erosivo, y acumulativo. Los de naturaleza tectónica en particular serán sobresalientes por su expresión de escarpes y profundas quebradas que limitan a las estructuras principales, además de los declives pronunciados de montaña, correspondientes a los conocidos escalones de crecimiento estructural, originados por el impulso de movimientos tectónicos (Figura 9).

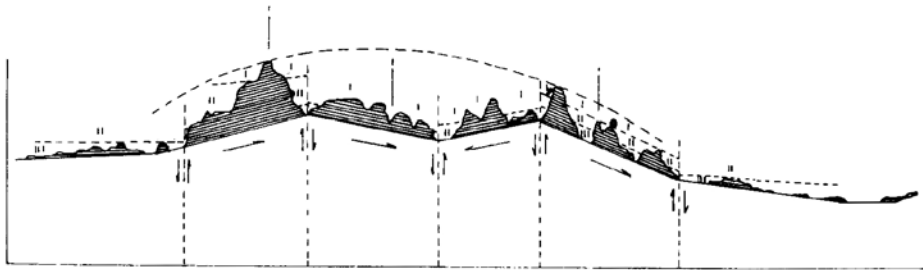


Figura 9. Una interpretación morfoestructural en la que se reconocen tres fases principales de inscisión fluvial. En corte transversal el estilo de bloques tectónicos muestra las diversas superficies de nivelación denudatoria. El arco de la curva superior en trazo discontinuo indica el trazo de la deformación original. Tomado de López, 1978.

Una vez identificada la naturaleza de las rupturas de pendiente en el perfil, se pasa a la segunda fase de análisis que consiste en hacer la correlación de los perfiles para trasladar al

mapa la información interpretada. Para ello, previamente, la carta ya contendrá la zonificación de los dos amplios dominios de los procesos exógenos (denudatorios y erosivos), con objeto de analizar la incidencia, concentración, disposición altitudinal, ubicación morfoestructural, el grado de integración en cuanto si se encadena formando redes o si es independiente, o si se dispersa, y disminuye en intensidad, frecuencia, etc. Estas características permiten conocer las áreas anómalas o de mayor destrucción o modificación del relieve o bien aquéllas controladas por una morfogénesis lenta que tiende a la estabilización del paisaje, en donde la acumulación de sedimentos tiene lugar prioritario sobre la erosión, y donde la fitoestabilidad y formación de suelos acercan al paisaje a un equilibrio sobre el cual el dominio de los procesos denudativos sólo retoca la superficie del relieve. Pues es evidente que los procesos de denudación planar o areolar son mucho más lentos que los erosivos de carácter o concentrados.

La zonificación de los procesos en cuestión se establece a partir de la fotointerpretación y sobre las cartas topográficas siguiendo la pauta geométrica del relieve por la expresión de sus contornos mediante el análisis de las curvas de nivel. Esta interpretación es fácilmente asimilada si visualizamos al relieve en función de su expresión geométrica (Figura 10).

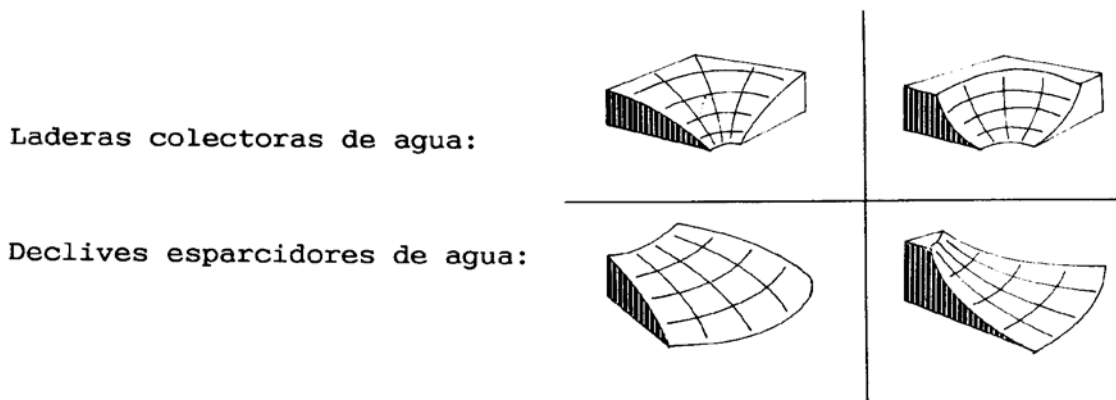


Figura 10. La clasificación de los declives del relieve en función de la morfología y sus procesos. Modelo basado en Troeh, 1965. Tomado del de Bloom, 1979, pág. 51.

Los componentes geométricos de las laderas se definen por:

--- El gradiente que corresponde a la diferencia de alturas en una distancia horizontal medida en una ladera.

--- La longitud de la ladera, medida en la misma dirección de su inclinación.

--- La amplitud horizontal, que es la medida lineal registrada en el sentido perpendicular a la longitud de la pendiente, es decir paralela a las curvas de nivel o de contorno.

Si el gradiente se modifica por unidad de longitud, el perfil de la ladera se curva y el declive puede ser cóncavo y convexo. Si los declives se encorvan hacia fuera en salientes o narices (visto en corte transversal) y el gradiente se incrementa pendiente abajo, el perfil es de curvatura convexa o positiva. En este tipo de topoformas la escorrentía laminar o mantiforme es la dominante. Pero cuando el gradiente se incrementa pendiente abajo induce a una mayor disección al pie de la vertiente. Si el gradiente es pronunciado en la porción alta se crea una mayor energía en la escorrentía, concentrándose en regueros o canalillos



que se traducen al extenderse en microformas alveolares. Ladera abajo, al pie de la vertiente convexa, se producen bajas velocidades y la depositación.

Por el contrario, cuando los declives se doblan hacia adentro en dirección de los parteaguas o como entrantes (visto en perfil transversal) y el gradiente disminuye pendiente abajo y se incrementa hacia arriba, se tiene un perfil de curvatura cóncava o negativa. Aquí el flujo tiende a concentrarse cuesta abajo.

La superficie de la ladera se expresa por la forma de sus contornos y por las relaciones de longitud y amplitud horizontal de los flancos o vertientes. La ladera es recta o plana si no hay cambios a lo largo de sus contornos (líneas de forma o curvas de nivel) y en las de pendiente. Si los contornos forman un arco hacia afuera el declive es convexo y si son hacia adentro la morfología es de declive cóncavo. En los primeros, en las salientes de los interfluvios la escorrentía se difunde y se esparce lateralmente en la medida que corre cuesta abajo. Mientras en las laderas cóncavas el escurrimiento se concentra.

De esta forma y sobre el mapa se va delimitando el contacto entre los procesos areolares y los lineales tal como se muestra en el ejemplo de la figura 11a. Después de haber definido la geometría de las laderas sobre la carta, se zonifica con color o con alguna trama que resalte la distinción entre los tipos de laderas cartografiadas a fin de poder visualizar rápidamente la distribución y disposición de las vertientes (Figura 11b).

Cuando queda ensamblada la red de los elementos lineales del relieve en su arreglo espacial se tendrá un mapeo de las irregularidades del terreno de manera semejante al de las figuras 12 y 13.

La correlación de los elementos lineales del relieve que contienen los perfiles (longitudinales-transversales) se conjugan en la cartografía geomorfológica, reuniendo y ligando en el mapa a todos los contactos de las rupturas de pendiente de diversa naturaleza y origen. Mientras tanto, los elementos del relieve dispuestos localmente constituirán datos de información puntual y por tanto serán de carácter discreto, es decir sin continuidad, y por esto no podrán referirse al análisis comparativo.

El registro continuo de mapeo del sistema pared-rellano para terreno de vertientes y de terrazas y saltos para los valles, constituirán los elementos del relieve más significativos de la interpretación.

Ya establecidas las relaciones fundamentales entre la morfología de los elementos lineales, se pasa a complementar dicha cartografía interponiendo los valores de la medición morfométrica, afirmando con precisión y calidad la interpretación.

El examen de las relaciones morformétricas parte del análisis de los siguientes parámetros de la red fluvial, densidad, frecuencia, intensidad, profundidad, arreglo y disposición altitudinal. La mayoría de ellos constituyen claves analíticas de las condiciones del terreno. (Guerra, 1980 págs. 174-264; Eternod, 1982, págs. 28-38; Lugo 1986 págs. 13-26 Y 1988.)

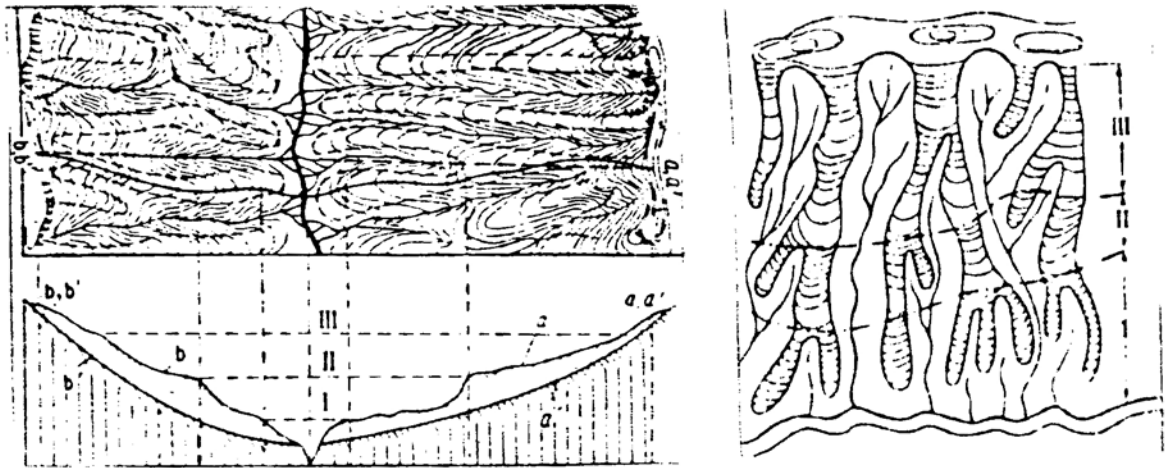


Figura 11a. Lectura e interpretación de las curvas de nivel sobre los flancos de un valle en un modelado de interfluvios secundarios, el contacto se muestra en trazo discontinuo que divide la ladera cóncava de la convexa. Figura 11b. Ejemplo de un sector de la ladera una vez que se ha zonificado el modelado de la erosión lineal. Al mismo tiempo quedan delimitadas las superficies de geometría convexa sobre las cuales se han detectado dos rupturas de pendiente que son correlacionadas en dirección paralela a la amplitud horizontal. (Tomadas de Kostenko, 1975, pág. 50.)

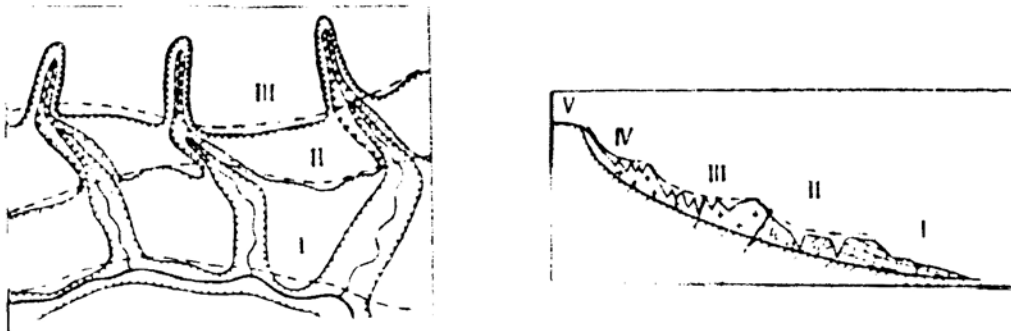


Figura 12. A) Ejemplo del mapeo de una red de rupturas de pendiente con su respectiva zonificación altitudinal, ilustran las diversas fases de inscisión que son correlacionadas tanto con la amplitud horizontal como con la altitudinal. B) En corte, una zonificación semejante que muestra las diversas fases de inscisión. (Tomado de Kostenko, 1975, pág. 50.)

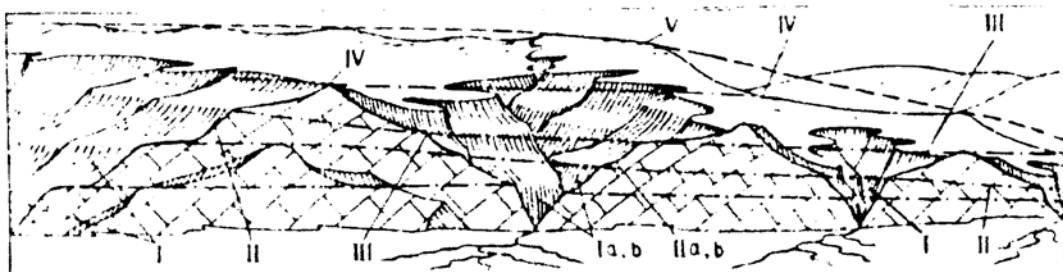


Figura 13. En perspectiva, se visualiza la correlación de terrazas que marcan claramente las distintas fases de inscisión que le imprimen al relieve la expresión de irregularidad a través del sistema de pared-rellano". (Tomada de Kostenko, 1975, pág. 50.)

## **8. TIPOS DE PERFILES GEOMORFOLÓGICOS**

En esencia, los perfiles geológico-geomorfológicos toman en consideración a los diferentes elementos y factores del relieve en análisis. Sin embargo, en la práctica, los perfiles se modifican con flexibilidad para adaptarse a las características del relieve en estudio y/o para realzar ciertos atributos del relieve, de ahí que se reconozcan varios tipos de perfiles que a continuación se ejemplifican. Los perfiles compuestos geológico-geomorfológicos constituyen la relación básica a partir de la cual se derivan otras modalidades y los otros tipos de perfiles. Conviene por último recordar a manera de síntesis que los perfiles geomorfológicos permiten distinguir: a) los niveles de denudación planar, b) los eventos de disección lineal, c) la naturaleza de las rupturas de pendiente, d) la magnitud relativa de las deformaciones tectónicas, además de toda la serie de características ya discutidas que permiten determinarse indirectamente. El perfil geológico muestra la relación y la escala relativa de la resistencia de las rocas a los procesos de denudación. (Kostenko, 1975.) La autora de estos perfiles ejemplifica con uno de ellos los atributos del método (véase la figura 14).

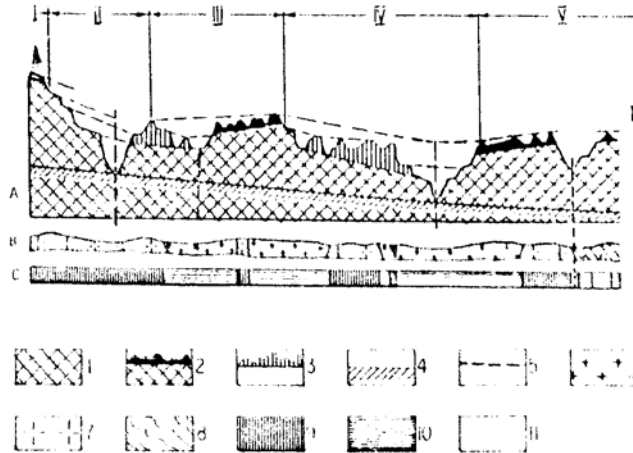


Figura 14. Leyenda para perfiles geológico-geomorfológico:

A) perfil geomorfológico, B) corte geológico y C), escala relativa de la resistencia de las rocas a su remoción. Figura tomada de (Kostenko, pág. 60. 1975).

A) Para el perfil geomorfológico (1-5). 1. Macizo montañoso no afectado por los procesos denudatorios. 2. Superficie de denudación planar preorogénica con afluentes incipientes, sin cursos elementales en las cabeceras de los ríos. 3. Relictos de superficies de nivelación planar y laderas con cortes de erosión dispuestos en distintas posiciones altitudinales y de declive. 4. Nivel de correlación que une las profundidades de erosión de los valles formados en los límites de los bloques, de importancia considerable. 5. líneas de correlación entre las diversas fases de erosión lateral e incisión lineal, I, II...V, formas estructurales, (montañas bloque con superficies cumbreales de denudación desplazadas por fallas (morfología de valles) que limitan a bloques independientes. B) Para el perfil geológico, (6-8). 6. Rocas del basamento, predominantemente intrusivas. 7. Rocas efusivas en forma de diques, domos y chimeneas. 8. Rocas metamórficas de granitos gnéisicos. C) Gráfico de la resistencia relativa de las rocas. (9-11). 9. Rocas andesíticas microcristalinas, compactas y duras muy resistentes a su remoción. 10. Complejo granítico, compacto y resistentes, excepto localmente formando franjas a lo largo de fracturas y grietas de material deleznable arenociloso. 11. Complejo metamórfico rocas duras y resistentes aproximadamente igual a las rocas volcánicas excepto en las márgenes cercanas a los contactos de rocas circundantes en donde la dureza varía considerablemente.

Se inicia formalmente la interpretación de los perfiles complejos con la designación de las unidades geomórficas. Para ello se definen y se ajustan los límites o contactos entre unidades a partir del mapa geomorfológico. Una vez que ya ha sido perfilada la geología, la geomorfología y la escala de resistencia de las rocas, de podrán relacionar estas características con los valores de densidad de la disección, profundidad de la disección,

intensidad de la erosión, valor de la precipitación, gradiente de pendiente y los índices de rupturas de pendiente entre otros que se obtendrán de la medición previa del mapeo de cada uno de estos elementos de análisis, los cuales de acuerdo con su arreglo espacial, en un momento dado se utilizarán para guiar la trayectoria de los perfiles (figura 17), puesto que brindan información básica de las características del relieve entre las que se cuentan: La manera como se agrupan los conjuntos morfoestructurales, de cómo se estructura la clasificación de las formas del relieve, sea por sus dimensiones, por su altitud y geometría de las laderas; del arreglo de los valores morfométricos y el de sus condiciones anómalas, debido a cambios súbitos de frecuencia, densidad o concentración de mecanismos morfodinámicos y de la variabilidad de gradientes entre otros, los cuales de acuerdo con la expresión cartográfica podrían ser representados de la forma siguiente (Figura 15 y 16).

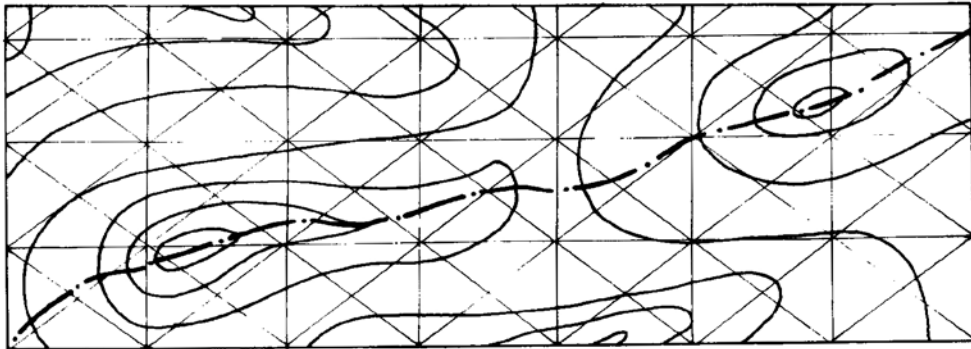


Figura 15. Trayectoria probable de un perfil sobre el mapeo morfométrico, por ejemplo, la densidad de la disección que se utilizaría para decidir el trazo de la trayectoria del perfil en las zonas de mayor concentración de valores altos o anómalos.

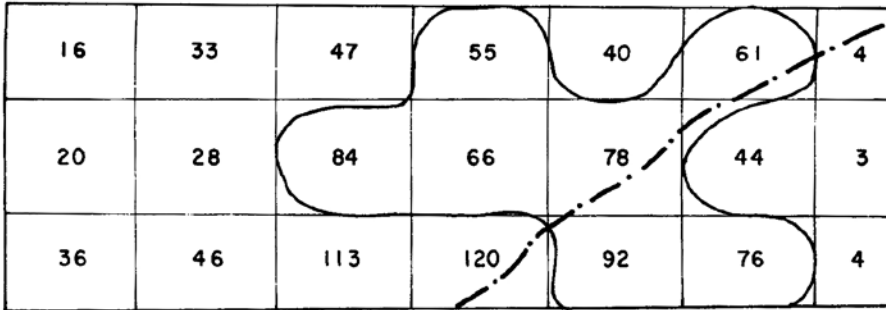
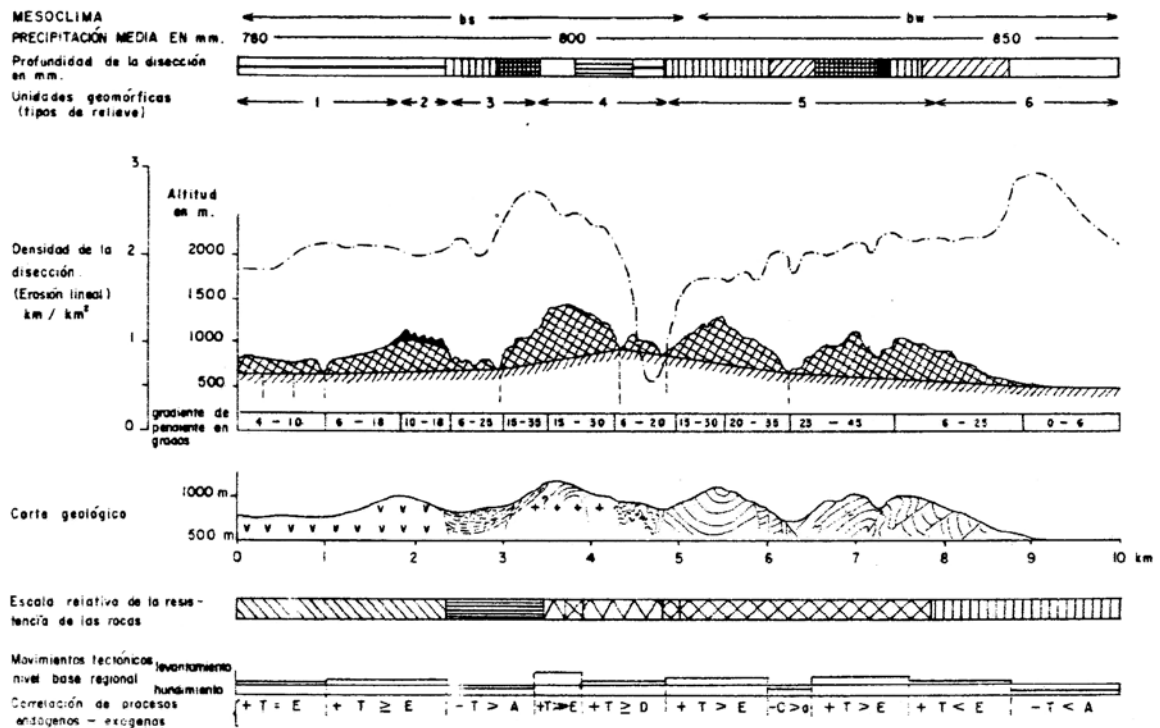


Figura 16. Mapa de los valores de la disección vertical, medidos de áreas de muestreo uniforme que, para las escalas convencionales, varían entre 1 a 5 km. Los valores colocados en el centro de cada retícula corresponden a la profundidad máxima del corte vertical de la erosión fluvial. En el ejemplo aún no se ha hecho la zonificación de los rangos de profundidad elegida. Con el trazo discontinuo de raya y punto se muestra la trayectoria del perfil.

Para integrar de forma más completa los perfiles geomorfológicos al análisis tectónico, se incluye, a manera de conclusión, una interpretación de los movimientos tectónicos actuales, por medio de claves que indican la intensidad, el sentido y velocidad relativos de los desplazamientos (Figura 17).

Como ya se indicó, para este tipo de perfiles se agregan a la guía, la profundidad de la disección y las claves con la magnitud y el sentido de los desplazamientos tectónicos. Ambas características del relieve se encuentran íntimamente relacionadas, ya que la profundidad del corte erosivo depende en gran medida del grado de levantamiento tectónico y de la resistencia de la roca a su remoción.

La medición de la profundidad de la disección y la respectiva confección de la carta de disección vertical se explica en Spiridonov (1981), Lugo (1981a, 1981b, 1986 y 1988). A modo de ilustración, se incluye la figura 16.



| PROFUNDIDAD DE LA DISECCION | RESISTENCIA RELATIVA DE LAS ROCAS   | CLAVES DE CORRELACION                       |
|-----------------------------|---|---|
| [Blank] Hasta 10            | [Diagonal lines] Rocas volcánicas andesíticas duras resistentes a la remoción       | (+)(-) Sentido del desplazamiento           |
| [Horizontal lines] 10 a 20  | [Cross-hatch] Granito rocas metamórficas compactas duras poco permeables            | T movimiento tectónico regional             |
| [Diagonal lines] 20 a 40    | [Cross-hatch] Calizas con cierto grado de silificación duras o medianamente suaves  | D Desarrollo denudatorio                    |
| [Horizontal lines] 40 a 60  | [Horizontal lines] Depósitos aluviales profuviales relativamente suaves             | E Desarrollo erosivo                        |
| [Vertical lines] 60 a 100   | [Vertical lines] Depósitos distales de predominio y lacustres consistentes y suaves | A Desarrollo acumulativo                    |
| [Grid] 100 a 150            |   | En minúsculas de efecto local y no regional |
| [Dark grid] > a 150         |   |   |

Figura 17. Perfil geológico-geomorfológico en el que se incluyen como elementos de renovada relación, a la profundidad de disección y a los de magnitud y sentido de los desplazamientos tectónicos.



Por supuesto, la confección del último corte de carácter morfotectónico (Figura 17), es resultado de la interpretación final, después de ser confrontados cada uno de los cortes y perfiles morfométricos. A ellos se agregan, como referencia complementaria, el clima y la precipitación, con el fin de discernir si los elementos del clima y el de su estado medio dominan en el modelado del relieve. Tal podría ser el caso de la densidad de la disección, o bien, su presencia se limita sólo a acelerar ciertos mecanismos o a retocar la morfología de forma secundaria.

Los perfiles geomorfológicos-fluviales constituyen otro tipo de mapeo a lo largo de los ríos, el perfil geomorfológico se confecciona exagerando la escala vertical unas 10 veces para poder registrar las terrazas con escaso desnivel. En el perfil geológico correspondiente la escala es la misma vertical y horizontal, con el objeto de hacer mediciones y poder vaciar la información geológica sin distorsión.

El cometido de estos perfiles tiene por objeto resaltar los tramos del curso con mayor declive o aquéllos que estén por debajo del valor medio. Así, estas áreas son señaladas convencionalmente con valores anómalos; tales sectores se unirán después mediante líneas en un mapa aparte (morfotectónico). Los límites de las zonas en donde se encuentran los valores anómalos se relacionarán, en un momento dado con los desplazamientos tectónicos si ese es el caso, posibilitando entonces reconocer la presencia de nuevas

estructuras activas. En el caso de descartarse la opción tectónica, la interpretación considera otros factores, como por ejemplo el factor litológico. Al cortar la corriente un sustrato más blando o deleznable que facilite la incisión. O bien, un factor estructural, como por ejemplo el echado en el sentido de la pendiente hidráulica, o la disposición de fracturas o fallas a lo largo de la trayectoria de un tramo de la quebrada, o simplemente ondas de disección remontante o regresiva río arriba, por cambios del nivel de base. También es posible hacer tales relaciones por modificaciones en el régimen del caudal de los ríos y/o del aluvionamiento creciente y acelerado. La influencia de afluentes o confluencias fluviales puede provocar incisiones inmediatamente río abajo de estos tributarios (Figura 18).

Con el auxilio de la fotointerpretación se analizan los patrones fluviales a lo largo de los cursos en cuestión, identificando tres patrones básicos; recto, anastomosado y meándrico. Después al confeccionar los perfiles se ubican estos patrones colocando una escala horizontal (franja con claves o tramas de identificación) debajo y a distancias iguales a la de los perfiles, con el objeto de hacer las respectivas comparaciones entre el comportamiento de los patrones y la estructura geológica (Figura 18).

El registro de la profundidad de la disección es otro elemento de análisis importante, a relacionar con el resto de los factores geológicos y geomorfológicos ya descritos. La variación de

profundidad del corte de disección de la corriente es fácilmente comparada por zonificación en sectores o tramos a lo largo del curso. En el mismo, es posible establecer toda una serie de relaciones entre la profundidad y la distinta resistencia de las rocas, o con la disposición de las rocas y el arreglo de las capas. La zonificación de la profundidad del corte erosivo puede ser el resultado de movimientos tectónicos y llegar a tener escalonamientos a lo largo del perfil longitudinal que, junto con la jerarquía de órdenes de corrientes, bien puede estar íntimamente relacionada con el factor endógeno.

Las terrazas constituyen una de las claves más importantes en la interpretación morfotectónica, puesto que su sola detección, registro y disposición es indicativa de drásticos cambios de los niveles de base o del relieve con respecto a estos niveles. Los parámetros de amplitud y de altura relativa de las terrazas estarán en función del desarrollo y sentido de los movimientos endógenos. Igualmente útil en el perfil resulta el registro del análisis de la estructura y espesor de las facies de cauce (Jain, 1980; Spiridonov, 1981; Yakushova, 1986).

Por último, el análisis de los perfiles transversales de los valles, para cada uno de los diversos tramos representativos, se hace necesario, para revisar los desniveles, terrazas, paleocauces, tributarios de valles colgados, así como la naturaleza de los escarpes o laderas de valle (erosivos, litológicos y tectónicos) y la asimetría de los flancos de los valles (Figura 18).

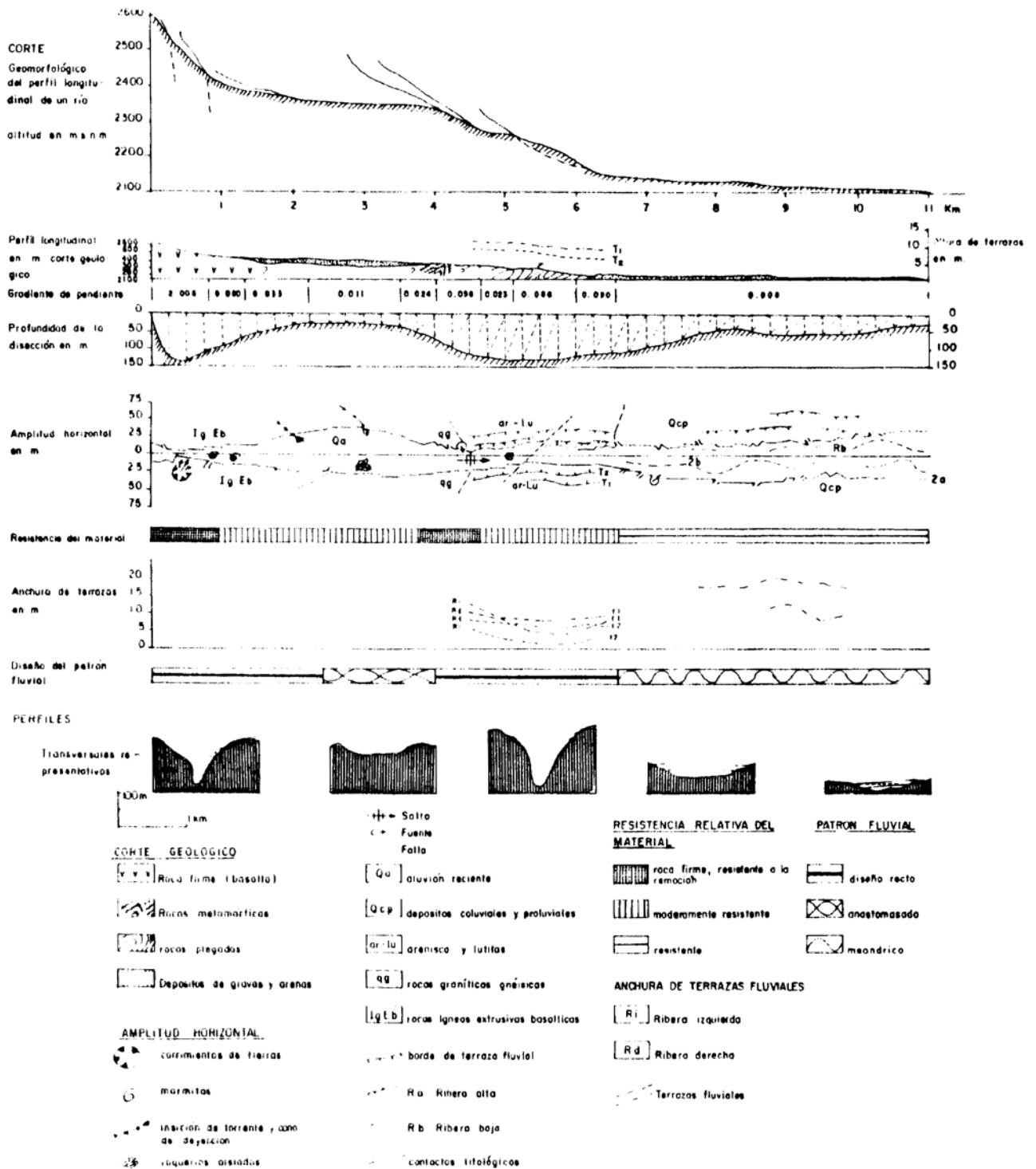


Figura 18. Perfiles de geomorfología fluvial donde se relacionan once características fundamentales para la interpretación morfoestructural y tectónica.

## 9. CONCLUSIONES

1. Con el enfoque práctico y aplicado de esta herramienta metodológica, la presente guía cumple uno de los objetivos primordiales que se trazaron al inicio de este trabajo.

El método puede utilizarse en distintas condiciones dada su flexibilidad para adaptarse a diversos tipos y estilos estructurales del relieve. Además permite una amplia capacidad de análisis para integrar, mediante la yuxtaposición simultánea de perfiles, un haz de relaciones morfométricas, morfográficas, y de naturaleza geológica no siempre fáciles de manejar.

2. Los índices numéricos que se incluyen no solamente vienen a precisar, sino también a calificar por orden de magnitud, la intensidad de los movimientos tectónicos.

3. Los índices numéricos de la configuración sinuosa de los parteaguas y la posibilidad de evaluar la existencia de una tectónica sobrepuesta posterior, son un aporte original al conocimiento teórico-metodológico. En la estructura de los propios cortes y en el arreglo de la disposición de perfiles geomorfológicos se han reunido por vez primera nuevos elementos analíticos y claves de interpretación originales: La morfología de la configuración cumbral y su arreglo a la aplicación del análisis tectónico. Además el diseño de patrones fluviales y su

tipo de lecho. Los factores morfoclimáticos, se ha integrado también y otras claves, por ejemplo las de intensidad, sentido de los movimientos tectónicos y las de gradientes de pendiente. Todos ellos contribuyen a describir con mayor finalidad la naturaleza del relieve.

### BIBLIOGRAFÍA

Bloom A., L., *La superficie de la tierra*, Edit. Omega, Barcelona, 1974.

Christofolletti A. y A. Tavares. *Análise de Vertentes: Caracterização de Correlação de Atributos do Sistema em Notícia Geomorfológica*. Departamento de Geografía de la Universidade Católica de Campinas, vol. 17, núm. 34, 1977, págs. 65-83.

Eternod A., A., *El análisis de la disección del relieve por medio de métodos morfométricos*. VIII Congreso Nacional de Geografía. Memorias, Tomo I, 1981, págs. 28-38. Toluca, Edo. de México.

Guerra, P., *La red hidrográfica como clave analítica en la interpretación fotogeológica*. Anuario de Geografía núm. IV, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México, 1964.

Jain V., E., *Geotectónica General*, Edit. Mir Moscú, 1980.

Keller, E. A. y T. K. Rockwell, *Tectonic Geomorphology, Quaternary Chronology and Paleoseismicity in Developments and Applications of Geomorphology*, editores Costa, J. E. y Fleisher, P. J., Springer-Verlag, Berlín, 1984, págs. 203-239.

Kostenko N., P. *Geomorfología estructural*, Instituto de Geografía, UNAM, México, 1975.

Lugo H., J., *Perfil geomorfológico transversal de la península de Baja California (entre los paralelos 31 y 31 15)*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Memoria IV Convención Geológica Nacional, XXXIX, 2: 91-100, México, 1978.

Lugo H., J. y L. V. Martínez, *La disección del relieve en el sur de la cuenca de México y porciones adyacentes*. Boletín, núm. 10, Instituto de Geografía, UNAM, México, 1981a, págs. 55-64.

Lugo H., J., *La disección del relieve en la porción centro oriental del Sistema Volcánico Transversal*. Boletín, núm 11, Instituto de Geografía, UNAM, México, 1981b, págs. 7-19.

Lugo H., J., *Los métodos geomorfológicos*. Revista de Geografía, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, núm. 1, año 1986, págs. 13-26.

Lugo H., J., *Elementos de geomorfología aplicada*. (Métodos Cartográficos, Instituto de Geografía, UNAM, México, 1988.

López S., A., *Structural relief interpretation through profile analysis*, en Mapas por computadora para el análisis de los recursos naturales. Coordinadores Davis, John y Levi, Silvana, Memorias de la Reunión Internacional, págs. 168-182. Edición publicada por el Instituto de Geografía, UNAM y The Kansas Geological Survey the University of Kansas, E. U., 1978.

Ortiz P., M. y G. Bocco, *Metodología para la elaboración de una carta de bloques mediante fotointerpretación geomorfológica*. VIII Congreso Nacional de Fotogrametría y Fotointerpretación, y Geodesia, Memoria Técnica, Tomo I, Morelia, Michoacán, 1985, págs. 264-278.

Sitter L., J. de, *Geología estructural*, Edit. Omega, Barcelona, 1970.

Spiridonov A., I., *Principios de la metodología de las investigaciones de campo y el mapeo geomorfológico*. Facultad de Geografía, Universidad de la Habana, Editor C. D. Roberto del Busto. Ministerio de Educación Superior. Tomos I, II y III, La Habana, Cuba, 1981.

Yakushova A., F., *Geology with the Elements of Geomorphology*, Edit. Mir. Moscú, 1986.

Mi reconocimiento más amplio a Gerardo Bocco Verdinelli y a José Lugo Hubp por la detallada revisión del manuscrito y valiosas recomendaciones.

# CLASIFICACIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LAS COSTAS DE MEXICO

Mario Arturo Ortíz Pérez  
Luis Miguel Espinosa Rodríguez

## RESUMEN

Después de haber llevado a cabo una revisión de los tipos de costas de México, se consideró una nueva clasificación basada en la división natural del paisaje costero. Se discuten los requerimientos de este nuevo enfoque fundamentados sobre la base de las siguientes características: a) que su contenido sea sintético, b) que la morfogénesis de las costas esté determinada por los procesos físico-geográficas, c) que llegue a integrar los procesos marinos y los de la porción continental en una combinación de causa y efecto, y d) considerar no solo las características del factor litológico sino también a las de la estructura geológica. La clasificación de este sistema se agrupa de la siguiente forma:

- Costas erosivas (costa rocosa)
- Costas abrasivas-acumulativas (costa mixta)
- Costas acumulativas (playas bajas arenosas)
- Costas acumulativas (costas potamogénicas y de marismas).
- Costas biogénicas (barrera arrecifal)

## ABSTRACT

After carrying out a revision of the types of coastal classification of Mexico, we came to a new criteria based of the Natural Division of coastal system. The requeriments of this new criteria are to cover the following attributes a) Sintetic content, b) morphogenesis determined by the physical-geographical processes, c) The sea processes integration and continental portion in a cause and effect combination, and d) to consider not only the rocks characteristics, but also the geological structure. This classifying system is summarized as follows:

- Eroding coast (rocky coast)
- Abrasive - accumulative coast (Mixed)
- Accumulative coasts (low-sandy beaches)
- Accumulative coasts (coastal marsh and potamic coasts)
- Biogenic coasts (reef barrier).

## Introducción

Como resultado de los diversos trabajos y estudios que se encuentran asociados o involucrados al estudio de las costas del mundo, se ha tenido la necesidad de describir, ordenar y jerarquizar las características y propiedades naturales de los litorales, y por tanto clasificar a todos aquellos

elementos que las conforman, para que de esta forma se esté en una mejor posición ante las necesidades de conocimiento creciente de los litorales.

De esta manera, existe una amplia variedad de clasificaciones con diverso enfoque que cubre la necesidad primaria de ordenar de forma sistemática, siendo éste, el fruto del tra-

bajo de entre las distintas disciplinas interesadas en estos sistemas naturales. Cabe mencionar que de las ramas del conocimiento que han abordado la problemática de la investigación de costas, destaca la geomorfología por el papel pionero y preponderante en el conocimiento teórico-conceptual y de valor científico de las distintas clasificaciones de las costas.



De las diferentes clasificaciones geomorfológicas existentes, algunas de ellas se distinguen porque reúnen cualidades comunes que solo se diferencian en pequeños detalles que retocan matizando el fundamento a partir del cual se desprenden. Otras veces por el contrario, hay una amplia gama de criterios y enfoques que en la práctica distan mucho entre sí, todo lo cual nos da una idea del amplio campo de desarrollo que se tiene en este sentido, de ahí que se expongan con muy variados enfoques, de acuerdo con los intereses de las diferentes corrientes del conocimiento, seguramente influenciadas por las distintas épocas en las que se han desarrollado y a las diversas escuelas o países en donde se generaron.

### Planteamiento del problema

Es a partir de la creación del mapa de los tipos de costas de México insertado en el proyecto "Atlas Nacional de México", cuando se contempla la problemática en cuestión.

Crear o diseñar un sistema de clasificación costera que cubra y se ajuste a las condiciones naturales de los litorales de México, que además de cumplir con la normatividad de un sistema de clasificación geográfica, fiel a los principios de una división natural del paisaje, es decir, siguiendo el orden dado por la naturaleza y propiedades del espacio, descartando en lo posible el peso de las tendencias o enfoques particulares de la especialidad, fue uno de los argumentos que no había que perder de vista.

Buscar una sistemática de orden universal que fuese unilateral, constituyó una de las metas del trabajo, por otro lado, resolver este problema sin perder rigor científico en aras de esa unilateralidad resultaba bastante complejo, debido a la especialización

con que se han abordado en las clasificaciones más recientes.

La revisión bibliográfica de los antecedentes arrojó la insatisfacción de no contar con alguna clasificación que cubriera los objetivos propuestos, más aún, se recurrió al examen de otros atlas y a las experiencias del caso, acontecidas incluso en otro país donde ya se había elaborado por segunda ocasión, una carta de tipos de costas para una nueva edición de Atlas Nacional. Sin embargo, también ahí se pasó por una experiencia semejante.

Sin poder seleccionar ningún orden de clasificación, se llegó a la disyuntiva de crear una nueva clasificación que integrará en la medida de lo posible la mayor parte de los aspectos modulares de las clasificaciones hasta ahora realizadas. Para ello, había que contar con una clasificación que se distinguiera por tener la más amplia capacidad de síntesis, capaz de integrar en un solo orden o nivel de clase, la estructura de los diversos elementos constitutivos del contenido de la leyenda.

Otro requisito fue que integrara a los factores estáticos y dinámicos, en función de su génesis y en función de los procesos físico-geográficos dominantes. Pero, sobre todo, reconociendo la importancia que merece la interacción del relieve de la franja continental y la del medio marino. Considerando por otra parte que los componentes del relieve a representar, fueran cartografiables a escala numéricamente grande o mediana, para ser representados en todo el país en un atlas.

Tomando en cuenta además las propiedades de los materiales constituyentes de la costa, así como los muy diversos ámbitos del paisaje costero, y sin perder de vista la estructura geológica siempre de vital importancia en el comportamiento de las costas. Conciliando los diferentes puntos de vista, al ser organizados

concatenadamente en un mismo nivel de relación horizontal, tratando de evitar el orden de jerarquía vertical a veces no adecuado en el arreglo y comportamiento de los fenómenos naturales.

### Antecedentes

De mucho provecho sin embargo, fueron los trabajos antecedentes que para México ya se habían realizado, pues constituyeron una magnífica referencia para avanzar en el conocimiento y no repetir así lo que ya se había logrado, incluso, se utilizaron de apoyo para mejorar la clasificación del presente trabajo.

Los criterios y enfoques aplicados con anterioridad se mencionan en la siguiente relación:

Carranza et al. (1975) aplica la clasificación tectónica de Inman y Nordstrom hecha en 1971 agregando a ésta, la clasificación de Shepard (1973) de criterios genético-geomorfológico. Diferenciando nueve unidades de carácter regional para las costas de México.

La clasificación de Inman y Nordstrom muestra las clases de costas de acuerdo con los grandes efectos de la tectónica de placas y es incompatible por la escala de análisis respecto a la de Shepard (1973), pues entre una y otra, no hay proporción desde el punto de vista espacial, de esta forma la clasificación morfogenética de Shepard (1973) queda envuelta por la del enfoque tectónico, así por cada unidad tectónica que se tiene, se hayan globalizados los resultados reuniéndose hasta cuatro y más subdivisiones a una sola, generalizando las características geomorfológicas a tramos muy extensos de la costa.

Lankford (1975), propone una clasificación de lagunas costeras en cinco grandes tipos y subtipos para aplicarse a México. Utiliza el criterio geomorfológico circunscribiéndolo al

transcurso del marco evolutivo del Holoceno. Clasifica todos los cuerpos de agua del litoral en una relación muy interesante que incluye a los aspectos fisiográficos. Si bien para nuestro cometido este orden de clasificación solo se restringe a las lagunas, brinda, por otro lado, pautas o elementos de análisis a considerar en nuestra clasificación.

De esta misma forma Ramírez (1990) basándose en la clasificación que hizo Leontief en 1961, aplica y desarrolla una clasificación de costas del Océano Pacífico para México y una más, de mayor detalle para la costa de Michoacán.

La estructura de este sistema de ordenamiento es compleja pues se basa en la génesis, morfología, dinámica y evolución. La inclusión del grado de desarrollo evolutivo de la línea de costa representa un aspecto nuevo en cuanto que califica el grado de alteración o destrucción de la costa, distinguiendo a su vez la acción de la erosión marina o la combinación de procesos subaéreos en costas denudativo abrasivas o su contraparte en costas erosivo acumulativas y exclusivamente acumulativas. Por ello Ramírez (1990) menciona: "La ventaja de esta clasificación sobre las otras, es que considera el principio de la existencia de etapas evolutivas en el desarrollo de los procesos costeros."

Cabe mencionar por último algunos otros intentos de clasificación de Díez y Guzmán (1976) que basándose en la interpretación de imágenes de satélite diferenciaron las costas rocosas de las arenosas, así como la estructura a través de su disposición en longitudinales, transversales, arqueadas y reticuladas. Además, se agrega una zonificación de uso del suelo de la porción continental y se concluye con una medición de la longitud de costas para algunas de estas características.

El problema de estas clasificaciones es el peso tan grande de atención que recibe la porción continental y la nula capacidad de análisis aun para los elementos del relieve costero, por el carácter estático de la descripción, sin lograr considerar alguna relación con el ámbito marino. Bale y Minch (1971), mediante un sistema de clasificación muy peculiar, dividen, empleando los componentes del litoral, a las costas de Baja California.

El arreglo de este sistema se hace de acuerdo con la disposición transversal que guardan los elementos del relieve a partir de la línea de costa, según el sistema de Bird (1969) en: zona extralitoral (offshore) y antecosta (foreshore) de la cual se hace un listado basado en la presencia o ausencia de los elementos del relieve y de sus características que son codificadas a través de un sistema numeral, que es a su vez es subdividido en órdenes menores por la morfología y características más elementales.

Por separado se hace una segunda clasificación de la trascosta o backshore de manera semejante a la de la anterior, describiendo, por medio de la codificación y su combinación, la relación de los principales componentes de la zona litoral.

Ambas clasificaciones, la de antecosta y la de trascosta, se exponen enfrentadas en el mapeo que se realiza por medio de la interpretación de fotografías aéreas tomadas desde una posición oblicua. Retomando esta misma directriz Galavíz y Gutiérrez (1989) aplican este ordenamiento para las costas del estado de Nayarit.

No hay duda que este sistema de clasificación es útil para conocer a la manera de un inventario, la composición y arreglo de las partes constituyentes del litoral.

Otro orden de clasificación fundamental es la de Valentín presentada en 1952, que inspirada en la

de Johnson 1919 y en otros autores del siglo pasado, descritas por King (1972), dividieron al litoral en costas de sumersión y de emersión y la combinación de costas erosivas o de acreción con el consecuente retroceso o avance de la línea de costa sobre el mar.

Más tarde Bloom (1965) retomando estos mismos criterios de clasificación, desarrolla una gráfica tridimensional para describir en el tiempo, la historia de estos cambios en las líneas de costa.

Es claro que este sistema de clasificación es de difícil aplicación por la dificultad que existe en formular si una determinada costa se encuentra en proceso de levantamiento, o por el contrario si se está sumergiendo, además de los problemas derivados de la yuxtaposición para uno y otro caso de los procesos conerosivos y consedimentarios que estos fenómenos implican.

#### Sistema de clasificación propuesto

Bajo el título de geodinámica costera, se circunscribe la leyenda para el mapa de tipos de costas de México en una clasificación parecida a las arriba mencionadas, por lo que conviene en este caso, discutir las diferencias entre la clasificación de Valentín y la que se diseñó para este trabajo. De acuerdo con la exposición de la leyenda para geodinámica costera se tiene:

1. Avance de la línea de costa hacia el mar por sedimentación del acarreo costero.
2. Avance de la línea de costa hacia el mar por emersión y/o sedimentación deltáica.
3. Retroceso de la línea de costa hacia el continente por sumersión o inactividad deltáica y/o elevación del

nivel del mar.

4. Línea de costa no diferenciada o neutral (en equilibrio).

Para el primer apartado se especifica el mecanismo de agradación y por consiguiente se gana una mayor precisión, sobre todo que se está considerando el papel de los procesos del oleaje, concretamente los de la deriva litoral como uno de los factores primordiales en la modificación de las líneas de playas por crecimiento y expansión lateral. De esta forma, este elemento de análisis no queda englobado dentro o junto con la sedimentación deltáica y el fenómeno de levantamiento, tal como se hace con las otras clasificaciones.

Por tanto, el segundo inciso se ha formulado de una manera más específica. Cabe hacer notar que aún es posible definir estos tipos de costas con un mayor apego a la realidad; por ejemplo, si se llevará a cabo una subdivisión más, designando aparte a las costas de levantamiento y por otro las deltáicas. Sin embargo, esto solo es posible si se cuenta con esa información, pues esta subdivisión es válida solo para las costas del Golfo de México y Mar Caribe, toda vez que para las costas del Océano Pacífico no existe el conocimiento sistemático u ordenado que muestre a través de un documento las características físico-geográficas del litoral.

La problemática del tercer punto, referente al retroceso de la costa, tanto para una como otra clasificación, es harto compleja debido a que la expresión del relieve costero como resultado de estos fenómenos es la misma, aun cuando parta de orígenes diferentes. Siendo entonces coincidente en ambas clasificaciones.

El último inciso se distingue porque se agrega el apartado de costa no diferenciada, para calificar aquellas costas de las que no se tiene claro

conocimiento de su comportamiento y características.

Con el fin de evaluar en cierta forma el estado de conocimiento actual del territorio se señalan las áreas del borde continental que requieren atención prioritaria por parte de las investigaciones y de la prospección de los recursos naturales.

Con el título de clasificación geomorfológica de las costas se lleva a cabo el ordenamiento para designar a los tipos y subtipos de costas, reconociendo en primer lugar a los tipos de costas por la dinámica y la génesis en:

1.- Costas erosivas (rocosas). Se refiere a todas aquellas costas en donde el proceso dominante es el trabajo abrasivo del oleaje esculpiendo la roca firme del litoral, la cual por su expresión en el grado de degradación se diferencia en costa escarpada o acantilada y en costa rocosa nivelada o con presencia de plataformas de abrasión y terrazas.

2.- Costas abrasivo-acumulativas (mixtas). Cuando se presenta la combinación o alternancia tanto espacial como temporalmente de formas acumulativas intercalándose con las erosivas, es el caso común por ejemplo de las costas occidentales de Baja California en donde las costas rocosas se alternan con los derrames de conos detríticos y de abanicos aluviales.

Cuando el dominio es de las formas acumulativas entonces se reconoce a un segundo subtipo de costas con entrantes, ensenadas o bahías con depósitos de playa, alternando con salientes o puntas rocosas.

3.- Costas acumulativas (de playas bajas arenosas). Corresponde a las playas donde hay un dominio de una abundante sedimentación con formas acumulativas típicas, subdivididas en costas con cordones litorales o bermas, formadas por antiguas líneas de costas dispuestas sobre la

trascosta.

Sobre la línea de costa se reconoce otro subtipo formado de islas barrera o bien barras y flechas litorales en bocas, lagunas y esteros, tanto en el caso anterior como en éste, la acumulación de sedimentos se da a partir del acarreo de éstos a lo largo de las playas.

Sobre la trascosta también se puede conjugar otro subtipo de orden, relacionada a una abundante fuente de sedimentos y a procesos subaéreos eólicos (dirección resultante y tirada del fetch) con la posible presencia de campos de dunas si la topografía lo permite.

4.- Costas acumulativas (potamogénicas y marismas) difiere del caso anterior porque la acumulación parte de la fuente interior de los ríos y la consecuente depositación se hace a través de estuarios y deltas. Independiente del esquema potamogénico, es posible identificar otro ámbito del paisaje que se desarrolla en las tierras bajas sujetas a inundación o en condiciones de mayor humedad como son las llanuras de intermareas, de inundación temporal, de pantano o manglar que se caracterizan por el predominio de la baja energía física del medio subacuático y por una alta densidad de la vegetación.

5.- Costas biogénicas (coralinas). Se utiliza este criterio con el único motivo de recabar información de los bancos coralinos emergentes y el de seguir con trazo aproximado la de la barrera arrecifal del Caribe mexicano, considerada en nuestra revisión junto con Belice, como la tercer barrera coralina más larga de la Tierra.

#### Discusión de los resultados

De acuerdo con los fines propuestos, se cumplieron al diseñar un sistema de clasificación original. Aun-

que conviene aclarar y discutir los alcances de la clasificación, las limitaciones de la escala de representación, el nivel de información y la calidad de los datos que se requieren para mejorar a futuro el sistema de ordenamiento y las adaptaciones necesarias para cubrir las necesidades prácticas de información geográfica, en la documentación cartográfica enfocada hacia el manejo y administración de las áreas costeras.

En función de los resultados obtenidos podemos decir que la clasificación cubre los requisitos iniciales que son en primer lugar, el haber logrado diseñar un sistema de clasificación con una amplia capacidad de análisis y de integración y de gran flexibilidad para involucrar a los muy diversos enfoques y criterios que forman parte del paisaje costero, pero sin perder por ello, la capacidad de síntesis y sin el menoscabo del rigor de la investigación y de la información.

Lo anterior se respalda en el momento de hacer una revisión de la lista o relación del contenido de la leyenda y su cartografiabilidad.

Conviene hacer notar que la estructura de la leyenda se encuentra dividida en dos partes bajo el título de tipos de costas y geodinámica costera, ambas, sin embargo, se conjugan en la representación espacial del mapa, véanse esquemas de la figura 1 y 2, pues los elementos de una y otra se ubican enfrentadas a uno y otro lado de la línea de costa, com-

plementándose mutuamente en su explicación.

De esta forma por ejemplo, se describe en la tipología a la génesis costera y la situación dinámica en la segunda parte de la estructura de la leyenda.

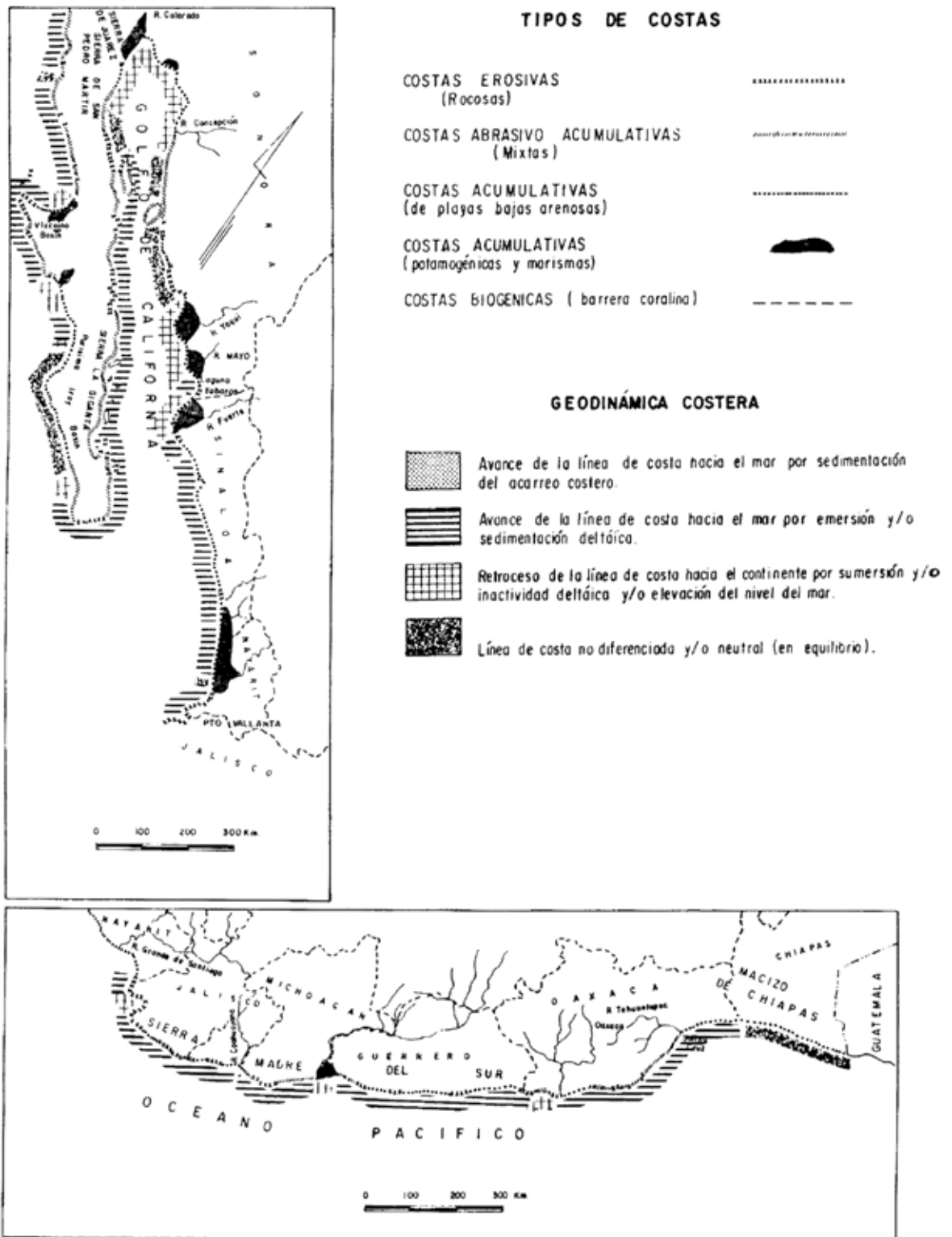
En cuanto a las limitaciones de la escala se refiere, podemos decir que la representatividad de elementos costeros en análisis son con facilidad cartografiables a escalas numéricamente grandes y medianas, la situación se complica cuando se pierde definición al tratar de representar la información más allá de la línea de costa como serían los principales rasgos fisiográficos que circundan el contorno litoral, es el caso de la hidrografía de las llanuras deltáicas, los límites de la llanura costera, lagunas costeras, y planicies con el arreglo de todos sus elementos lineales, o bien en el mar para representar al relieve de islotes, barras, bancos o bajos, arrecifes o simplemente campos de roqueríos y plataformas de abrasión. Para lo cual se tendría que recurrir a escalas de mucho mayor detalle.

Pareciera que una vez que se ha cubierto el levantamiento cartográfico de los elementos del relieve costero desde el punto de vista de clasificación de costas quedaría muy poco por hacer en los litorales, porque, aparentemente, sobre la base de la información disponible solo habría que completar el levantamiento de las costas en escalas numéricamente chicas de mayor detalle, reuniendo

y ajustando los aspectos que no se cartografiaron en escalas numéricamente grandes. Empero esto no es así de simple, ni necesariamente de esta manera, las necesidades del conocimiento cambian, pues de todos es sabido que el espacio costero evoluciona y se modifica rápidamente en la época actual, de aquí la necesidad de un nuevo orden o arreglo de clasificación más allegada con la realidad de los requerimientos presentes. Cabe preguntarse ¿cuáles son esos menesteres?; seguramente serán los de aquella guía que conduce al conocimiento sobre el aprovechamiento de los recursos marinos, pero contemplando una orientación en la clasificación que no vaya a mezclar o confundir el rumbo del enfoque geográfico; con esto, queremos no hacer clasificaciones o mapas de costas en donde se vuelva a caer en el peso de las tendencias o enfoques con determinados criterios que sólo cubran parcialmente una parte fragmentada de conocimiento.

Desde el punto de vista físico geográfico la taxonomía u orden que se considere, debe responder a una guía orientada hacia a la integración o relación de los componentes del sistema natural que son a final de cuentas los que animan el funcionamiento del litoral. En este sentido con seguridad se abordará la problemática en cuestión, dejando de lado a los componentes estáticos del relieve, por otros en donde la fisiografía o el carácter físico-geográfico de los sistemas costeros sean los que vengan a renovar con nuevos órdenes y diseños de clasificación.





**Figura 2.**

### Referencias bibliográficas

- Bale, J. B. y J. A. Minch, Coastal and shore landforms of Baja California del Norte, Mexico. Office of Naval Research, Technical Report 0-71-2, 1971.
- Bloom, A. L., Geomorphology (A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms), 1978.
- Carranza, E. A., E. M. Gutiérrez, y T. R. Rodríguez, "Unidades morfotectónicas continentales de las costas mexicanas". *Anales, Centro Ciencias del Mar y Limnología*, vol. 2, núm. 1. págs. 81-88, UNAM, México, 1975,
- Díez P., J. A. y Guzmán, N.J.R., Clasificación de costas nacionales realizadas mediante imágenes Landsat, Memorias del Congreso Nacional de Fotogrametría y Geodesía. México, 1976, págs. II- 33-44.
- Galavíz, S. A., y E. M. Gutiérrez, Rasgos morfológicos costeros y litorales de Nayarit y norte de Jalisco, México, Memoria del Tercer Simposio Latinoamericano sobre Sensores Remotos, Sociedad de Especialistas Latinoamericanos en Percepción Remota e Instituto de Geografía, UNAM, México, 1989, págs. 116-125.
- King C., A. M., *Beaches and Coasts*, Edward Arnold, Londres, 1972.
- Lankford, R. R., Coastal lagoon of Mexico. Their origin and classification, *Estuarine Processes*, Editor Wiley, M. Academic Press Inc. vol. 2, 1977, págs. 182-215.
- Ramírez H., M. T, Clasificación geomorfológica y regionalización de las costas marinas, estudio de caso en el estado de Michocán, 1990, (en prensa).
- Ramírez H., M. T, Clasificación geomorfológica de las costas en el litoral del Pacífico, México, Resúmenes del primer foro nacional organizado por mujeres profesionistas en ciencias de la tierra, Sociedad Geológica Mexicana y la Comisión Federal de Electricidad, México, 1990.
- Shepard, F. P. *Submarine Geology*, Harpre and Row, Nueva York, 1973.

# CONSIDERACIONES CRÍTICAS SOBRE LA INVESTIGACIÓN GEOGRÁFICA DE LOS DESASTRES DE ORIGEN NATURAL

Mario Arturo Ortiz Pérez  
Oralia Oropeza Orozco

## RESUMEN

A través de un enfoque geográfico se muestra la conexión entre los fenómenos que son susceptibles a provocar desastres y su espacio de acción, investigando las relaciones de causa y efecto. Durante las fases de análisis se plantean innumerables perspectivas teóricas; se busca explicar el porqué, el cómo y el cuándo, insistiéndose en el cómo, ya que en él deben orientarse todos los esfuerzos de la investigación geográfica. La aplicación del enfoque geográfico se ejemplifica presentando los primeros mapas del país sobre la susceptibilidad del terreno a hundimientos y corrimientos de tierras e inundaciones.

## ABSTRACT

A geographical approach, showing cause-effect relations of different phenomena is considered in this study of natural disasters. During the analysis, several theoretical perspectives are considered; questions like why?, how and when? need to be answered. Special attention is given to answer the "how?", since it is the most related to geographical research. This geographical approach is shown through the first map at national scale dealing with terrain susceptibility to landslides and other forms of mass wasting.

Debido a la complejidad para el análisis y el estudio de los fenómenos naturales\* que provocan desastres (calamidades o catástrofes), de aquéllos que ocurren sobre la superficie terrestre; se ha hecho necesaria la participación de diversos especialistas para proponer las medidas básicas de mitigación, o bien, de prevención y preparación para enfrentar los desastres; considerando sobre todo aquellas áreas susceptibles o de mayor peligrosidad, en las que se puede prever la manifestación de riesgo potencial en la ocurrencia de

los desastres de origen natural.

Para el estudio y en función del tipo de calamidad o catástrofe se requiere de los expertos; es el caso por ejemplo, de fenómenos sísmicos o volcánicos, que son tratados por geólogos y geofísicos ya especializados en esas líneas de investigación.

Los fenómenos de remoción en masa, dislocación, colapsos y hundimientos originados por fallas del terreno, o bien desplazamientos de fallas tectónicas, son abordados por los geólogos e ingenieros especialistas en mecánica de suelos y de rocas.

Los problemas derivados de los fenómenos hidrometeorológicos como huracanes, tormentas tropicales, frentes o nortes, entre otros más, de

donde se originan granizadas, vientos violentos, nevadas, crecidas de los ríos e inundaciones de considerable magnitud, son tratados por expertos meteorólogos e hidrólogos con objeto de llevar a cabo análisis sinópticos de pronóstico y prevenir los eventos de rápida ocurrencia.

Empero, los fenómenos naturales que originan las catástrofes no tienen lugar de forma aislada, pues forman parte del contexto geográfico toda vez que dichos fenómenos mantienen vínculos funcionales de interacción con la superficie terrestre, por tanto, no es posible desligarlos de este contexto.

Además, los fenómenos naturales se generan, crecen y se intensifican hasta un umbral límite, a par-

\* Se consideran aquellos fenómenos que ocasionan daños graves al entorno natural y cultural en el momento en que ocurren, sin olvidar que éstos pueden resultar benéficos una vez que son asimilados por la naturaleza.



tir del cual se transforman y se disipan dentro de un determinado sistema espacial o territorial que puede ser visualizado como paisaje o geosistema de la esfera geográfica (en donde tiene lugar el contacto entre la litósfera, la atmósfera, la hidrósfera y la biosfera).

Bajo la perspectiva del enfoque geográfico, se parte de la premisa que considera la ocurrencia de ciertos fenómenos de carácter natural como un "sistema perturbador" que provoca desastres (eventos concentrados en el tiempo y altamente dinámicos por el flujo de energía y materia encadenada dentro de un contexto espacial, CENAPRED 1990 a), asimismo, este sistema se relaciona con otro, el "sistema perturbado" o "afectado." Ambos forman parte del funcionamiento de los procesos territoriales. De los cuales son motivo de estudio la localización, la frecuencia, la concentración, los patrones de distribución y la diferenciación zonal de acuerdo con sus características, entre muchos otros. Incluso para realizar la tipología y la regionalización de los fenómenos naturales, en tanto que desastres o riesgos potenciales, éstas dependerán del comportamiento de las distintas formas de organización espacial.

Se puede decir asimismo que las formas de organización espacial representan sistemas terrestres o geosistemas conformados por conjuntos autoestructurados, caracterizados por los componentes físicos, biológicos y sociales guiados por la actividad funcional entre ellos a través de un haz de relaciones de causa y efecto.

De hecho, el carácter dinámico de las manifestaciones naturales que nos ocupan (huracanes, actividad volcánica, inundaciones, corrimiento de tierras, destrucción acelerada de tierras, avalanchas, sismos y hundimientos del terreno), cuando se trata con el enfoque geográfico, necesariamente estará referido a la relación

que dichas manifestaciones guardan con los componentes de la superficie terrestre, es decir, con la litología, el relieve, el clima, el suelo, la vegetación y el carácter hídrico tanto superficial como subterráneo; pero sobre todo a las afectaciones directas e indirectas al hombre, como pueden ser los daños y pérdidas de vidas humanas y las alteraciones en los diversos paisajes urbanos y agrícolas creados por él.

Por eso se insiste en que los fenómenos originadores de calamidades y catástrofes no deben abordarse de manera particular. La geografía descubre y revela la inseparabilidad existente entre los fenómenos y su espacio de acción, al investigar las relaciones de causa y efecto, por tanto, busca explicar el "porqué" las catástrofes se presentan con ciertas características o propiedades (forma, comportamiento y magnitud) en ciertos lugares y en otros, son diferentes. Prevalecen entonces los cuestionamientos que giran alrededor de los porqué.

¿Por qué los fenómenos naturales que provocan desastres muestran patrones de distribución de muy diversa índole?, ¿en qué parte y dónde tienen lugar?, ¿por qué se zonifican de acuerdo con ciertas características o atributos, originando diferenciaciones espaciales?, ¿bajo qué condiciones ocurren?, ¿cómo se difunden o por qué se difunden sobre una determinada extensión o siguiendo trayectorias encadenadas en determinadas direcciones?, ¿por qué y cómo se estructura la distribución, muestra una graduación o se concentra formando enjambres?, ¿hay alguna relación espacial en cuanto a las variaciones de frecuencia y en qué sectores del terreno o de la superficie terrestre se disparan los valores de frecuencia y magnitud?, ¿qué relación espacial existe con los cambios de densidad, de aislamiento, de dispersión difusa o de polarización y concentración; parámetros interpretados muchas ve-

ces como anomalías?; ¿en cuáles sectores se inicia la fragilidad de un geosistema?; ¿en dónde se sitúan las estructuras más estables o inestables del sistema?; ¿en qué condiciones se presenta una mayor degradación?; ¿por qué algunos territorios tienen amplia o escasa capacidad de amortiguamiento para asimilar o rechazar estas perturbaciones? Estas son solo algunas interrogaciones que dan idea de las innumerables perspectivas teóricas que se plantean inicialmente en la investigación sobre desastres y riesgos naturales.

Otras de las interrogantes o cuestionamientos surgen a partir del cómo, es decir, ¿de qué manera se lleva a cabo?; ¿de qué forma?; ¿con qué factores o mecanismos se relaciona un determinado fenómeno para lograr el pleno desarrollo?; ¿con cuáles otros se modifica? ¿o cambia de estado? y en qué otros se mitiga su sistema rector o, por el contrario ¿con cuáles se acelera? ¿Cómo se comporta un determinado fenómeno ante un patrón o modo de organización espacial?, ¿cómo se mide?, ¿con qué variables? ¿En qué puntos o localidades de la estructura se inicia la fragilidad de un determinado sistema terrestre?, ¿cuáles y de qué magnitud son los umbrales y los límites?, ¿cómo se altera el espacio y el fenómeno en sí mismo?, ¿cómo cambia o se modifica?, ¿cómo a partir del impacto inicial se desencadenan otras perturbaciones?

Debido a la nula o poca atención que se ha dado a este enfoque y cuestionamientos es en el cómo, dónde deben orientarse todos los esfuerzos de investigación.

Sin embargo, no estarían completas las preguntas de investigación si no se tuviera en consideración al cuándo; es aquí donde el factor tiempo es fundamental, cuestionar en razón de esta dimensión es investigar la frecuencia de eventos, fases y etapas de desarrollo. Con qué periodicidad ocurren los sini-

tros, cuándo tienen lugar, qué probabilidad de recurrencia se calcula, con qué rapidez se lleva a cabo el fenómeno natural y cuál es el tiempo de recuperación del geosistema afectado.

Es obvio que el pronóstico constituye la fase final de la investigación del fenómeno en cuestión. En la geografía, no es el fenómeno en sí lo realmente importante, sino la interacción que mantiene con la esfera geográfica de los paisajes, por tanto, es necesario conocer la tendencia del riesgo potencial y hacer la zonificación por el grado de susceptibilidad y peligrosidad, el comportamiento y el grado de perturbación, el impacto, la modificación y alteración del medio geográfico. El conocimiento vital de estas condiciones es necesario, pues constituye la base para abordar y asegurar el mantenimiento, la conservación y el manejo de los sistemas terrestres; por esto la etapa final implica calificar la función que desempeñan los eventos naturales y en particular de los caracterizados como desastres, sismos o catástrofes.

En la evaluación de riesgos se considera, por supuesto, el uso del suelo actual y potencial, incluyendo también la acción del hombre, para estar en aptitud de asimilar el problema de forma integral y así poder intervenir en el ordenamiento del territorio.

El enfoque geográfico del problema nos permite determinar que los factores que inciden en la potencialidad de los fenómenos para producir catástrofes dependen en gran medida del arreglo y condiciones del medio geográfico. Tal es el caso, por ejemplo, del problema de las inundaciones; si bien, éstas se generan normalmente a partir de tormentas extraordinarias, de precipitación elevada y de corta duración, las zonas sujetas a inundación estarán guiadas no por la magnitud de la precipitación y sí, en cambio, por las características del relieve de la cuenca hidrográfica, es-

pecíficamente en función de un drenaje deficiente, el cual estará determinado por la geomorfología. En el caso contrario, una zona con buen drenaje, en semejantes condiciones no presentará el problema, tal es el caso, por ejemplo, de la región de Los Tuxtlas en el estado de Veracruz, con abundantes lluvias de hasta 3 000 mm de precipitación media anual, en donde la morfología de los declives de montaña impiden la concentración del escurrimiento. También habrá de decirse en que no todas las áreas con inundaciones representan un problema, máxime si la vocación natural del suelo así lo indica.

Otro ejemplo, en relación con los sismos, lo constituye el fuerte terremoto de México ocurrido en septiembre de 1985, de magnitud 8.1 en escala de Richter, cuyo foco fue ubicado sobre el plano de subducción en las proximidades de la costa del Pacífico mexicano, ubicado a unos 400 km de distancia de la ciudad de México. Algunas localidades aún más cercanas al foco no sintieron los efectos catastróficos o los daños, tal como ocurrieron en el lecho lacustre de la ciudad de México, zona de vulnerabilidad sísmica producto de la conformación compleja de su territorio.

La magnitud en la transmisión de las ondas sísmicas fue variable dependiendo de la diferente composición, disposición y propiedades de los suelos y sedimentos lacustres en su distribución tanto vertical como horizontal, y de problemas derivados del uso del suelo por densificación urbana con edificaciones inadecuadas, provocando sobrecargas que expresaron capas de arcillas altamente compresibles y fallas en los planos de deslizamiento formados en los límites de conos de abatimiento del nivel freático, particularmente dispuestos alrededor de pozos de bombeo y circundando a lo largo del drenaje profundo y túneles del Metro, con condiciones geohidrológicas distintas y problemas por compactación di-

ferencial o de hundimiento desigual del piso lacustre. Fue entonces el conjunto de condiciones y la estructura de diseño espacial los que dieron una respuesta de comportamiento diferente ante la propagación de las ondas sísmicas y, por tanto, los distintos efectos en la dislocación y colapso de las construcciones; en el patrón de distribución espacial. Fueron tan inesperados como desiguales.

Las posibilidades de análisis que surgen de los planteamientos iniciales para abordar las investigaciones de los desastres de origen natural, resultan infinitas, sin que por ello signifique la fragmentación o pérdida del objetivo central, pues la finalidad de líneas de investigación es la de llegar a conocer la organización del espacio para estar en una posición de planificar, de ordenar y de prevenir en función de los riesgos, con el fin de administrar racionalmente el uso y manejo del suelo que el hombre hace de ello en su beneficio.

En México, como consecuencia de los sismos ocurridos en septiembre de 1985, se han dado los primeros pasos para enfrentar la problemática, creándose en 1986 el Sistema Nacional de Protección Civil, organismo encaminado a la preparación para situaciones de emergencia y coordinación del socorro en casos de desastre. Posteriormente se crea el Centro Nacional de Prevención de Desastres, el cual contempla entre sus objetivos, el desarrollo de investigaciones sobre el origen, consecuencias y comportamiento de las catástrofes que inciden sobre el territorio; asimismo, inicia un programa de estudios experimentales de pruebas estructurales, formula metodologías destinadas a la protección contra los desastres, desarrolla mecanismos de orientación y comunicación social, y contempla la creación de un banco de datos, CENAPRED, 1990 b.

Anterior a los sismos de 1985, prácticamente no existían políticas de investigación en esta problemática, el quehacer científico de las pocas





que había estaba encaminado a la investigación básica por tipo de riesgo, al hacerlo de esta manera se abordaban problemas muy particulares que, si bien eran de indiscutible nivel académico y reconocimiento internacional, normalmente los resultados se presentaban de manera individual y aislada impidiendo, entre otros aspectos, prevenir adecuadamente en caso de desastre. Por ello, al fundarse los organismos ya mencionados se enfoca la problemática de los riesgos en un plano integral, apoyando trabajos interdisciplinarios y de síntesis, para lograr así, vincular la realidad con la investigación aplicada.

Específicamente los geógrafos en este sentido han conseguido algunos significativos aportes, aunque no de forma sistemática, al no existir un grupo ya consolidado en esta problemática.

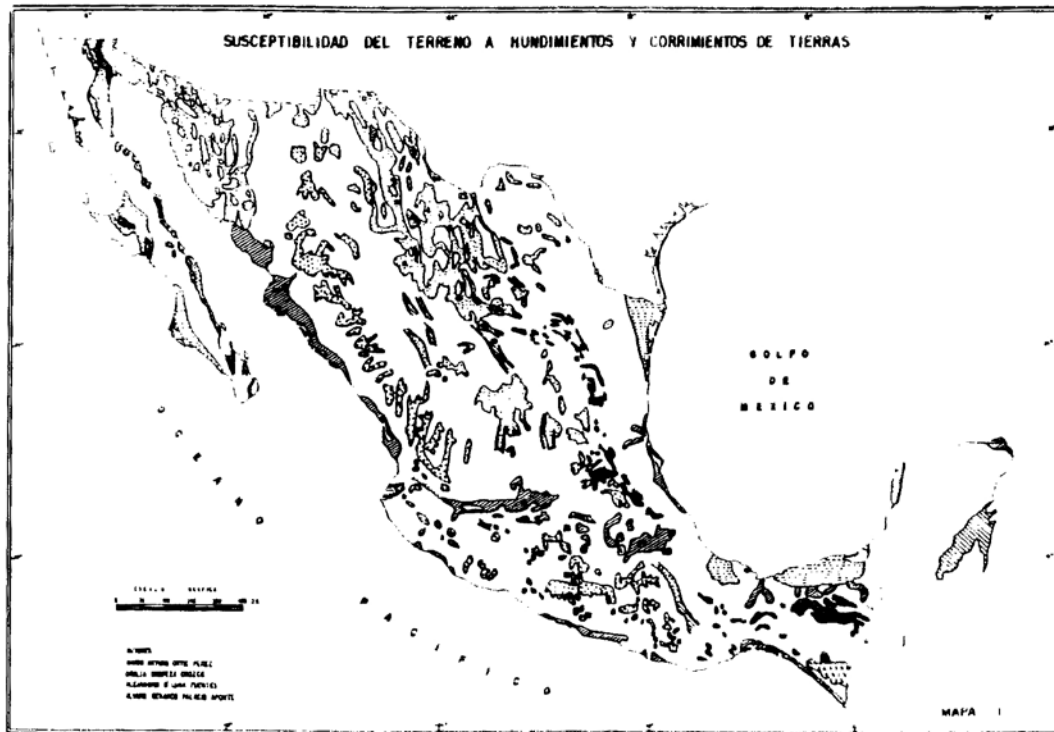
Solo hay intentos al respecto, aprovechando para ello una parte de la

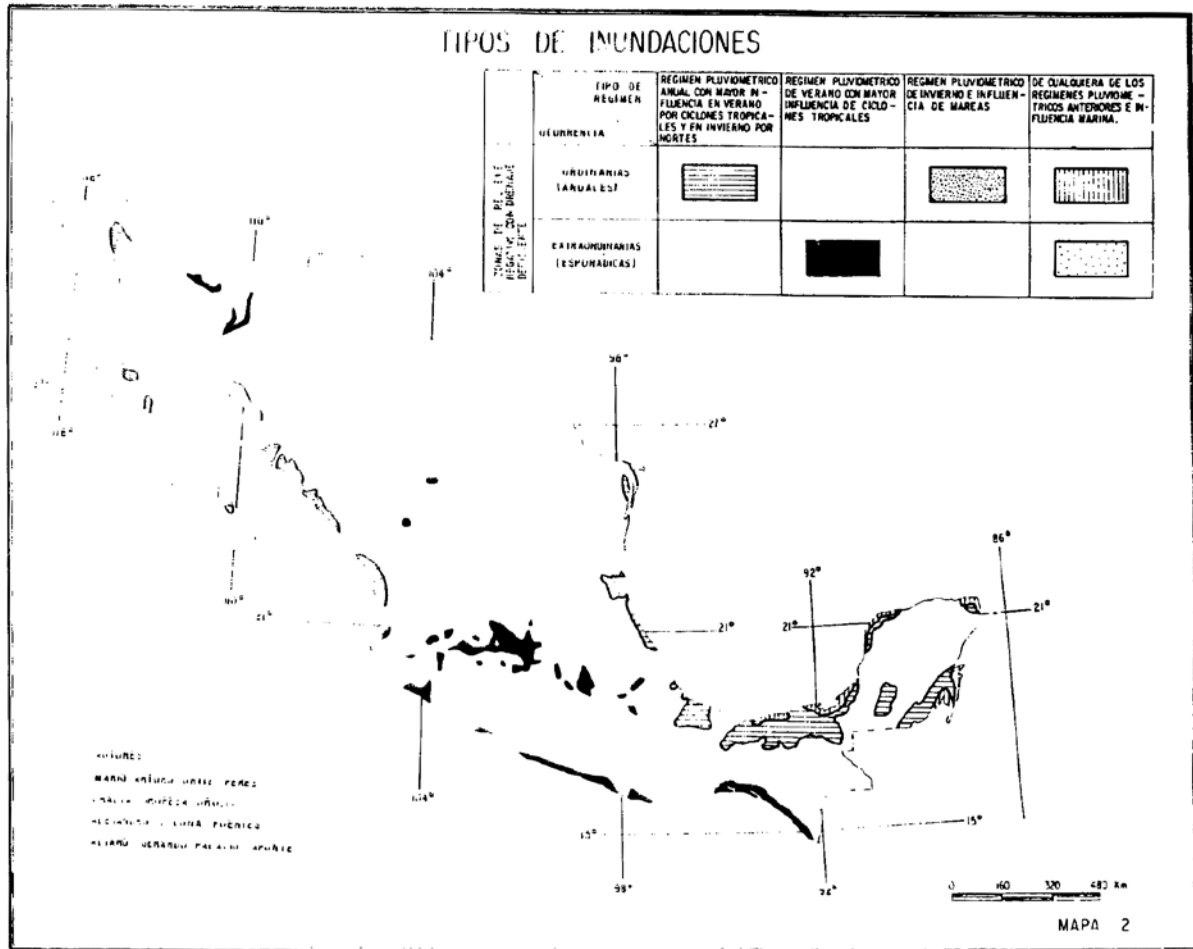
estructura temática del *Atlas Nacional de México*; en él se incluyen trabajos de gran visión de medio ambiente entre los que se cuenta el de zonas susceptibles a desastres por fenómenos naturales, con la intención de hacer una regionalización en función de la probabilidad de ocurrencia y la peligrosidad de estos fenómenos.

Los aportes se circunscriben al reconocimiento cartográfico del territorio nacional, al respecto se confeccionó el mapa de susceptibilidad del terreno a hundimientos y corrimientos de tierra. El mapeo con esta temática es el primero que se realiza en el país. Los elementos de análisis que involucra este trabajo fueron: el tipo de fenómeno por la génesis; el carácter geomorfológico en donde se presenta con mayor frecuencia; los factores condicionantes y mecanismos que propician la generación y desarrollo del evento perturbador; la caracterización general de la magni-

tud espacial y temporal, es decir, la magnitud escalar de rapidez y extensión del fenómeno impactante, fenómenos asociados, es decir, los que se agregan o se desencadenan a partir de un siniestro original y el impacto que causan en términos de estimación relativa.

El método de estudio consistió en cartografiar cada uno de los elementos de análisis mediante imágenes satelitarias, correlacionándolos comparativamente con los mapas geológicos; de climas, en particular, los de precipitación en todas sus modalidades, los de probabilidad de lluvias y los de lluvia máxima en 24 horas para diversos periodos de recurrencia; además de los mapas de uso de suelo, de pendientes y geomorfológicos del propio *Atlas Nacional de México*; integrando la información ya relacionada en la topografía del mapa base, (véase mapa 1).





El mapa de inundaciones constituye un aporte original que se aplica al territorio de México por cuanto a la combinación de caracteres para la clasificación tipológica de las inundaciones, en función del régimen pluviométrico y su ocurrencia temporal, y las zonas de relieve negativo con drenaje deficiente. Se califica al territorio a través de los resultados de una curva de frecuencia acumulativa de inundaciones en cuatro rangos de intensidad, (véanse mapas 2 y 3)

Cabe mencionar por último, el mapa de fenómenos geológicos que contiene la peligrosidad del volcanismo, la sismicidad y las fallas activas principales, fenómenos meteorológicos como ciclones tropicales, sequías, tolvaneras, heladas y granizadas. Mapas que se encuentran en

proceso de edición.

La aplicación del enfoque geográfico en los trabajos mencionados consistió, por una parte, en el análisis e integración de numerosas variables tanto de orden natural como antrópico representadas sintéticamente en cada mapa, y por otra, la integración de todos los mapas de fenómenos naturales que provocan desastres en una sola hoja del *Atlas Nacional de México*, de tal manera que ahí mismo se pueden establecer relaciones e interpretaciones; como ejemplo se puede citar el caso de la región del Bajío que se ve afectada por las inundaciones y las sequías entre otros fenómenos que la afectan. Estos primeros aportes representan seguramente las bases que consolidan el andamiaje de los estudios sis-

temáticos con enfoque geográfico de los desastres de origen natural.

Se reconoce la eficaz colaboración directa de los geógrafos: Alejandro D'Luna Fuentes y Álvaro Gerardo Palacio Aponte.

**Bibliografía citada:**

CENAPRED, *Folleto de Divulgación*, Centro Nacional de Prevención de Desastres. México, D.F., 1990 a.

CENAPRED, *Folleto de Divulgación*, Centro Nacional de Prevención de Desastres, México, D.F., 1990 b.

Bibliografía utilizada en la preparación de los mapas presentados:



# RETROCESO RECIENTE DE LA LÍNEA DE COSTA DEL FRENTE DELTAICO DEL RÍO SAN PEDRO, CAMPECHE-TABASCO\*

Mario A. Ortiz Pérez\*\*

## Resumen

Se identifican evidencias y se miden las modificaciones de la línea de costa, mediante el análisis comparativo de imágenes aéreas, tomadas en diferentes fechas, considerando los últimos 40 años. Tales cambios son al parecer reflejo de un hundimiento de esta porción del litoral.

## Summary

The mean geomorphological modification of beaches and coastal plains area analyzed in recent years through comparative photointerpretation of aerial images taken in different dates. It is argued that such modifications derive from an environment disequilibrium induced by submergent shoreline.

## Introducción

En México y en ciertos sectores del litoral, particularmente en el de aquellas costas constituidas de playas bajas arenosas comprendidas en las llanuras costeras y deltaicas, se observa una degradación de las playas debido a la erosión marina. Como consecuencia de ello se muestran cambios en la expresión morfológica o de configuración. Los efectos de tal alteración se traducen en un retroceso acelerado de la costa, fenómeno evidente a través del registro en fotografías aéreas, las cuales son analizadas en diferentes fechas con el fin de hacer el seguimiento sucesivo de los cambios más significativos de la costa.

En la presente contribución se plantea como problema de caso, a una porción del litoral correspondiente al delta del Río San Pedro, que sirve de límite político a las entidades estatales de Campeche y Tabasco. El curso fluvio-deltaico del Río San Pedro forma parte del complejo deltaico de las llanuras bajas de Tabasco, ubicadas en las cuencas sedimentarias terciarias del Sureste.

El extenso tamaño y la estructura profunda de la cuenca sedimentaria permite la acumulación de un amplio espesor de sedimentos que propicia la subsidencia continua de la depresión en concordancia con un desarrollo consedimentario.

---

\* Recibido: 23 de mayo de 1991.

\*\* Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Apdo. Postal 20-850, 01000 México, D.F.



Los efectos derivados del fenómeno de hundimiento progresivo del terreno son varios y muy importantes, ya que afectan alterando el balance de energía y materia en los geosistemas fluvio-marinos. Entre tales efectos se pueden mencionar: una mayor frecuencia de inundaciones, problemas de sedimentación rápida o azolves, mayor penetración de la cuña salina de marea, tierra adentro, modificando las condiciones de estuarinidad o físico-químicas del agua, incremento de la salinización de los suelos circundantes, destrucción de playas por erosión, removilización de dunas y el consecuente retroceso de la línea de costa entre otros efectos. Sin embargo, en este estudio solo se persigue identificar las evidencias que califican y evalúan el fenómeno de retroceso de la línea de costa por erosión que se manifiesta por importantes cambios o modificaciones del frente deltaico.

### **Materiales y métodos de estudio**

El material básico de análisis consistió en juegos de fotografías aéreas que cubrieron el área en repetidas ocasiones, en diferentes fechas de vuelo con el propósito de detectar los cambios transcurridos durante los últimos 40 años. Para tal efecto se obtuvieron las fotografías aéreas tomadas en 1943 a escala 1:20 000 de la Compañía Mexicana de Aerofoto. Posteriormente se utilizaron fotografías obtenidas por INEGI, SPP para 1972 de escala 1:50 000, otras fotos más de 1977, de escala 1:30 000 de la Compañía Mexicana de Aerofoto y para el análisis de los últimos años se usó el fotomapa (ortofotografía) de escala 1:20 000 de 1984, también del anterior organismo.

Por último, en 1988 y 1992 se efectuaron las respectivas verificaciones de campo, con el fin de analizar las últimas modificaciones del litoral de carácter cualitativo. Para evaluar las de carácter cuantitativo se restituyó la línea de costa en los distintos juegos de fotografías aéreas de los diferentes vuelos realizados, aclarando que la corrección se hizo dentro de los límites de resolución del *estereosketch* que es instrumento de rectificación de tercer orden que corrige la inclinación de las fotos aéreas, pero no el desplazamiento debido al relieve; sin embargo, como la zona en estudio es de terreno plano, el error por desplazamiento debido al relieve en este caso no es nada significativo, de esta manera en los planos así obtenidos se confió la realización de las medidas de las distintas líneas de costa en el transcurso del retroceso del litoral más reciente.

## Antecedentes

West, Psuty y Thom (1969) en forma relevante exponen las características geográficas de las llanuras de Tabasco señalando para ellas los problemas de sedimentación y erosión sobresalientes. Psuty (1965 y 1967) aporta la explicación morfogenética de los cordones y su dinámica, así como las causas de su distribución espacial. Thom (1967) analiza y define con detalle la interacción entre la ecología del manglar y los procesos geomorfológicos en las planicies deltaicas. Tanner y Stapor (1971) advierten el problema de erosión costera sobre varias localidades de las planicies de cordones litorales. Ortiz (1988) con el examen de fotos aéreas señala los efectos de la erosión costera con ejemplos del litoral de Tabasco. Manzano (1989) hace un análisis geomorfológico de los pantanos de Centla incluyendo los efectos de la degradación del delta del San Pedro.

## Algunas características geomorfológicas del área de estudio

El litoral tabasqueño en su totalidad está formado de dos grandes sistemas deltaicos (Mezcalapa–Usumacinta) ahora inactivos. Recientemente en el Holoceno ambos sistemas fluviales se fusionaron hidrográficamente para dar lugar al delta del Grijalva, actualmente activo (figura 1).



Figura 1. Complejo deltaico tabasqueño. Figura tomada de West *et al.*, 1969.

A través del fenómeno de abanicos de desplazamiento conocidos en la región de Tabasco con el nombre de "rompidos" o *crevasse* se modifica la red hidrográfica dejando inactivos los deltas Mezcalapa y Usumacinta. De este último, cuestión del presente trabajo, se conoce con el nombre de Río San Pedro y San Pablo. Ahora constituye un brazo remanente del Río Usumacinta de aproximadamente 40 km de longitud considerados a partir del punto donde el Usumacinta cambia de rumbo y abandona su antiguo lecho fluvial.

Según West *et al.* (1969), el Río San Pedro y San Pablo presenta condiciones lénticas dominadas por la acumulación de sedimentos y la vegetación riparia. En la estación seca de marzo a junio y siguiendo río arriba hasta unos 30 km de tierra adentro se registra la influencia de la cuña salada de la marea. Por tanto, los procesos de mezclado de aguas a lo largo del curso fluvial permitirán aumentar aún más los efectos del ámbito léntico, al azolverse el lecho debido a la floculación de partículas finas al cargarse electrostáticamente en contacto con las aguas saladas.

De esta manera el río en cuestión solo funcionará parcialmente como brazo deltaico durante las crecidas de la estación lluviosa.

La llanura deltaica está compuesta por una importante y sucesiva formación de cordones litorales edificados en el transcurso de los últimos 5 000 años, una vez que se estabilizó el nivel del mar al finalizar la transgresión del Holoceno.

Con los cambios en la red del sistema hidrográfico, la corriente del Usumacinta se abre paso con un nuevo distributario hacia el noroeste del delta, para ocupar una nueva trayectoria sobre la porción de tierras más bajas del complejo deltaico que se identifica por un estrecha zona o corredor que se ubica entre los flancos del delta Mezcalapa y Usumacinta sobre la cual, ya antes reconocían los escurrimientos de los ríos De la Sierra, Chilapa y, posiblemente, Pichualco. Después el Río Mezcalapa también reconoce como nivel base de transición estas mismas tierras y es así como a partir de la confluencia de estos dos sistemas fluviales forman el Río Grijalva, el cual en su curso bajo corta al sector occidental de la llanura deltaica constituida de cordones litorales antiguos, derivados también de los antiguos depósitos deltaicos del Río Usumacinta. Más adelante, curso abajo en su porción terminal, se forma el más reciente y activo delta del Río Grijalva.

Con la nueva configuración distributaria de la hidrografía, el brazo izquierdo del Río Usumacinta pasa a formar su curso principal, perdiendo entonces los aportes y disminuyendo significativamente la importancia hidrológica del Río San Pedro y San

**Pablo.** Con la falta de aportes, no sólo dejan de crecer y se anula la morfogénesis de cordones costeros sino también se erosionan y retrocede la línea de costa del frente deltaico (Psuty, 1967).

### **Evaluación del retroceso de la línea de costa**

Proyectando los cordones que han sido truncados por la erosión, **figura 2**, y siguiendo la misma orientación que se tiene a ambos lados de la desembocadura en dirección convergente, se prolongan las trayectorias de ambos lados mar afuera, hasta que se intersectan las trayectorias de ambos flancos fuera de la traza de la costa. La nueva configuración así obtenida dará una idea aproximada de la distancia y el tamaño que llegó a tener el delta en el momento de su mayor acrecentamiento. Las medidas obtenidas indican que el delta tenía una configuración cuspada tal como se muestra en la **figura 3**, la cual se proyectó fuera de traza de la actual línea de costa por más de 5 km mar afuera.

Algunos de los cambios recientes de los últimos 40 años se visualizan en la gráfica de la **figura 4**. Es interesante observar la discrepancia que existe en el retroceso de la línea de costa entre ambos flancos del delta. Por ello, en principio se describe por separado cada flanco del delta y después de manera integral.

Para el flanco oeste y considerando el factor tiempo, desde los cambios anteriores a los más recientes, se tiene para el periodo de análisis comprendido entre los años 1943 a 1972.

La playa occidental del delta muestra los cambios de mayor magnitud, así en el sector número 25 (*véase figura 4*), se distingue porque la playa retrocedió 15 m en este lapso, en terrenos prácticamente ubicados a lado de la desembocadura, mientras la playa occidental más distante de este lugar ubicada a 2.5 km, y sujeta a este análisis sólo tuvo un retroceso de un poco más de 4 m. Obvia es hasta cierto punto, una modificación más amplia en la configuración de la línea de playa adyacente a la desembocadura, la cual irá decreciendo conforme se aleja de la influencia de la desembocadura.

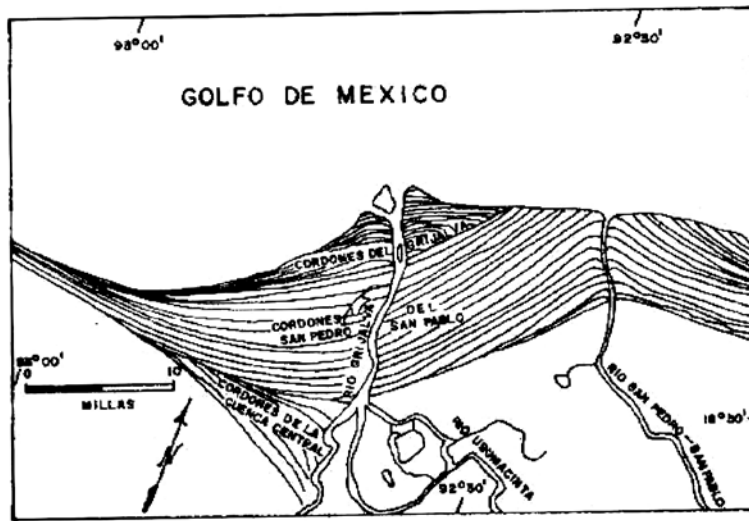


Figura 2. Se muestra la distribución y disposición de los cordones litorales formados por el antiguo delta del Usumacinta, así como el actual delta del Río Grijalva. (Figura tomada de Psuty, 1965, figura 6, pág. 118.)

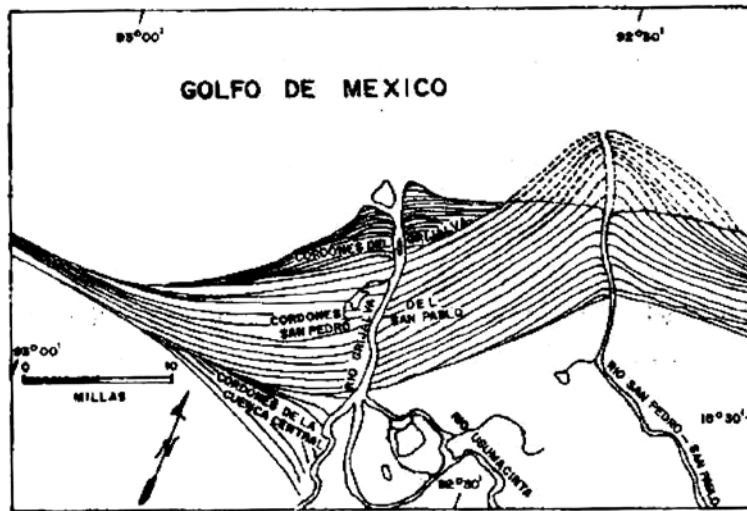


Figura 3. Con trazo en raya discontinua, la imagen idealizada de la probable configuración del delta antes de ser erosionado.

Para el periodo comprendido entre los años 1972 a 1977 hay amplios cambios en los lugares adyacentes a la desembocadura (sectores 23, 24 y 25) con un retroceso de la playa de hasta más de 20 m para el último sector de observación convencional. Sin embargo, a partir del sector 14 y hasta el número 21 respectivamente a 1.3 y 2.1 km

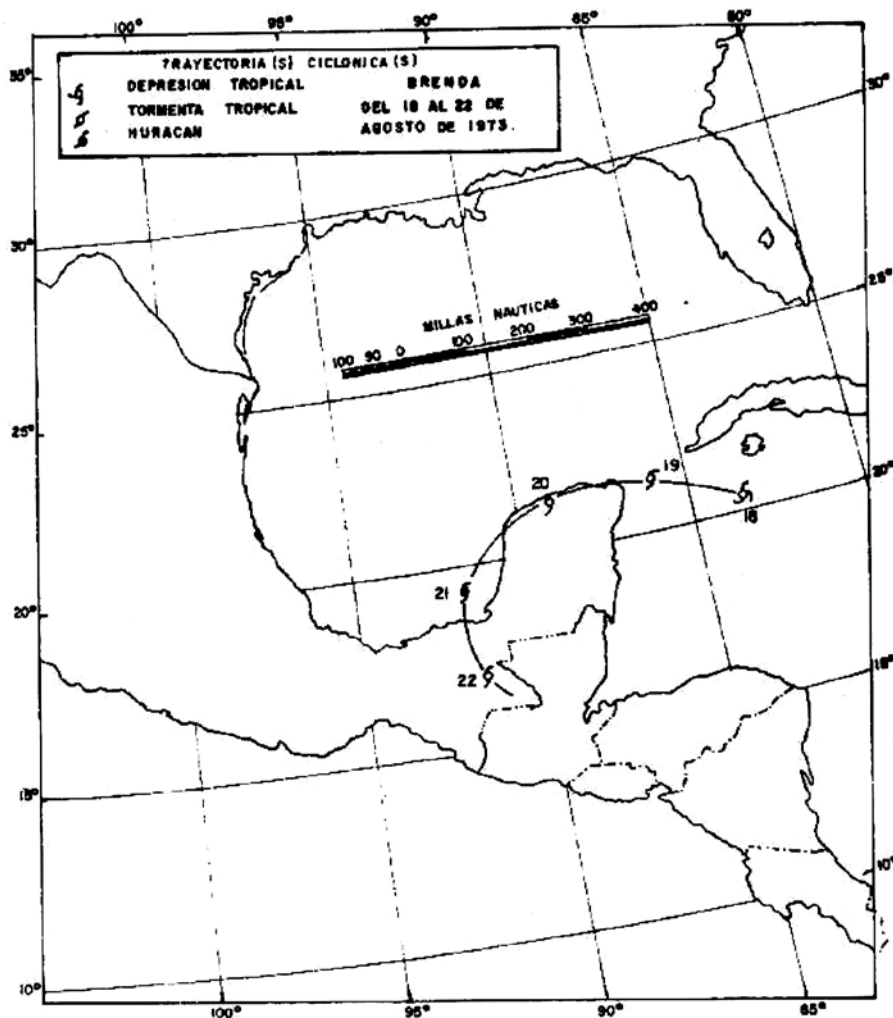


distantes de la desembocadura y a lo largo de un tramo de 800 m de longitud, hay un avance de la playa hacia el mar por la acumulación de sedimentos de hasta cerca de 8 m como máximo para el sector número 24. Siguiendo la playa con dirección poniente y en el tramo de playa comprendido entre el sector 12 y el número 1, hay un retroceso general de la costa que llega a los 4 m en el sector 6, para después incrementarse súbitamente a valores de 16 m. El retroceso repentino que se observa muy probablemente concuerda con el análisis hecho por Psuty (1965); en donde la topografía suave y baja de las depresiones alargadas (cañadas) se dispone de forma contigua a cada uno de los cordones litorales, los cuales a su vez forman un arreglo de distribución tal que se ubican siguiendo un rumbo que intersecta a la línea de costa actual en un ángulo oblicuo, al estar los cordones truncados por la erosión (figura 3). Este arreglo de distribución propicia un retroceso más acelerado de la costa en estos sitios, cuando la energía marina del oleaje de tormenta reconoce hacia la topografía baja de las suaves depresiones, al tener aquí mayor facilidad de acceso.

Para el periodo posterior de análisis de 1977 a 1984, en términos generales los cambios de la línea de costa son algo menos pronunciados que los del periodo precedente, la causa probablemente se debe a los efectos del ciclón Brenda (figura 5) ocurrido en agosto de 1973, al quedar esta porción del delta en la justa trayectoria del huracán dejando una clara huella debido a los efectos de destrucción y erosión que dejó a su paso y que seguramente repercutieron en modificaciones severas del litoral. Sin embargo, para el periodo en cuestión, son notables los cambios ocurridos a partir de 1977, particularmente en la playa que comprende los primeros 500 m de playa adyacentes a la desembocadura. La línea de costa después de mostrar un avance oscilante hacia el mar de 5 y hasta 6 m en el sector número 21 retrocede súbitamente hasta 17 m en el sector número 24 con una diferencia de 22.5 entre el límite del tramo en agradación y el segmento de playas en retroceso, cambios en la dinámica que se efectuaron solo en un trecho de playa de menos de 300 m. En cambio los sectores más occidentales del número 1 al 12, retrocedieron en promedio 2.46 m, mientras que para el lapso precedente de solo cinco años y en el mismo tramo de playa se retrocedió 7.75 m, o sea, en una proporción mayor de tres veces. También se aprecia una disminución para todo el segmento de playa que avanza hacia el mar debido posiblemente a una disminución del aporte de terrígenos por parte del estuario del Río San Pedro y San Pablo.

En general las causas de la agradación de los últimos periodos de análisis de este pequeño sector de la costa se desconoce con detalle, sólo se puede inferir su avance

debido al surtidor de sedimentos de la desembocadura en cuestión en combinación con el aporte de la deriva litoral a lo largo de las playas que vienen de Campeche, es decir, en dirección de Oriente a Poniente.



**Figura 5.** Esquema que ilustra la trayectoria y los cambios de magnitud del ciclo Brenda, ocurrido entre el 18 y 22 de agosto de 1973.

Teniendo en consideración a todo el flanco occidental del delta se observan fuertes contrastes, es decir, en el lapso comprendido entre 1943 y 1972 se observa una curva mucho más regulada que incrementa el valor del retroceso en la medida que se acerca a la desembocadura. En cambio, en los dos periodos más recientes de análisis se invierte el sentido del desplazamiento en un avance hacia el mar y un retroceso más acelerado



en los límites más externos del lado occidental, sólo coincidiendo la magnitud de las fluctuaciones en las cuatro imágenes de las diferentes fechas de examen, con fuertes modificaciones en las márgenes de la ribera izquierda de la boca.

Resulta complejo conocer la causa de estas anomalías en el comportamiento entre los tres lapsos de análisis. Solamente y a manera de hipótesis es posible plantear algunas consideraciones preliminares. Jáuregui al estar analizando los sistemas de tiempo en el Golfo de México, registra: "... un aumento en la frecuencia e intensidad de los vientos a partir de los años sesenta..."<sup>1</sup> toda vez que se ha incrementado al doble la presencia de "nortes" respecto a los registros de los años cuarenta y cincuenta.

Jáuregui encuentra que la invasión de aire polar "nortes" guarda la tendencia a un comportamiento cíclico:

"...decrecieron (después de un máximo de 1920-39) durante la década de los cuarenta, coincidiendo en general con un decrecimiento de las lluvias en México. La frecuencia de estos nortes ha ido en aumento en la década de los sesenta hasta alcanzar la incidencia que tenían en las década de los veinte y treinta. Este aumento de la frecuencia de los tipos de norte coincide con un incremento de las lluvias en nuestro país. Por otra parte, las fluctuaciones de estos tipos de tiempo se asemejan bastante a las variaciones de largo periodo observadas en la circulación general de la atmósfera para el mismo lapso."<sup>2</sup>

A juzgar por los datos meteorológicos de los periodos más recientes de los sesenta y ochenta se nota un decrecimiento en la presencia de los "nortes" y, con ello, una disminución de la frecuencia del oleaje erosivo o marea de tormenta que ha sido considerado por Psuty (1967) como el agente más importante en la erosión de las playas. Por otra parte, habrá que considerar a los ciclones como otro agente activo, en particular al huracán Brenda ocurrido entre el 18 y 22 de agosto de 1973, muy recordado por las fuertes pérdidas tanto materiales como humanas. Al dirigir su trayectoria exactamente sobre los deltas San Pedro y del Mezcalapa, recurvando de aquí mismo hacia el interior continental, a su paso dejó una huella de destrozos particularmente en cuanto a vegetación de manglar y plantaciones tropicales se refiere; él seguramente incidió en las modificaciones de la morfología de la costa.

---

<sup>1</sup>Jáuregui, E. (1975), Los sistemas de tiempo en el Golfo de México y su vecindad en México, *Boletín del Instituto de Geografía*, núm. 6, pág. 14.

<sup>2</sup>Jáuregui, E. (1971), Variaciones de largo periodo de los tipos de tiempo de superficie en México, *Boletín del Instituto de Geografía*, núm. 4, pág. 21.

Para el flanco original del delta, las fluctuaciones en las variaciones del retroceso de la costa no son tan amplias como en el flanco occidental. Sin embargo, en valores absolutos la magnitud del retroceso es mayor para el flanco oriental (gráfica de la figura 4).

En el lapso de 1943 a 1972, la playa retrocede fluctuando entre 4 y 10 m de retroceso, siendo mayor el gradiente del incremento en las variaciones hacia los extremos de este segmento de playa. Los sectores adyacentes a la boca (número 26 al 29) tuvieron una regresión a un ritmo de 9.64 m por año y para el extremo oriental en los sectores dispuestos entre los números 47 al 50 giraron alrededor de los 7.5 m.

Para el periodo de análisis que comprende a los años que se sitúan entre el lapso 1972 y 1977, se nota una erosión constante en términos de retroceso que fluctúa entre 1 y 17 m, excepto en las áreas adyacentes a la desembocadura en donde se observa un incremento de la erosión para pasar de 9 a 12 m, sectores 26 y 27. Condiciones de fluctuaciones muy pronunciadas ocurren alejándose de la boca en el extremo oriental de la playa, es decir, el tramo que se extiende entre el número 45 y 50 (plano y gráfica de la figura 4).

Al comparar los dos lapsos se observa una aparente anomalía, pues se invierte el comportamiento de las curvas. Esto quiere decir que para el lapso de los años comprendidos de 1943 a 1972, hay disminución del retroceso de la playa excepto en los extremos tanto occidental como en el oriental en donde se incrementa; mientras que en el lapso más reciente se acelera el retroceso en promedio 3.68 m por año para el tramo de la porción intermedia, pero decrece la erosión hacia los extremos, y sobre todo para el extremo oriental en donde el valor del retroceso disminuye de 10 a menos de 2.5 m por año. Esta drástica disminución se explica por otras razones de origen antropogénico.

A partir del sector 46 y en dirección oriental, se ubicaba la carretera federal número 180 que fue construida en la década de los sesenta, siendo parte del camino que une a la ciudad de Frontera, Tabasco con Ciudad del Carmen, Campeche. El trayecto de la carretera costera en cuestión, fue cortado y destruido por el oleaje, (fotografías 1 y 2). La trayectoria de la carretera era paralela a la costa. Ahora este trayecto es ocupado por la franja de la rompiente marina la cual desborda aún más hacia el interior con la marea de tormenta.

Son estas las evidencias de erosión y el consecuente retroceso de la costa, que al relacionarse con la disminución de la velocidad en el proceso erosivo, se deduce que se debió al control que ejerció la estructura misma del camino, concretamente al terraplén



**Foto 1.** Vista del tramo poniente de la carretera destruida que iba de Ciudad Frontera a Ciudad del Carmen. (Foto de O. Manzano, 1987.)



**Foto 2.** Vista parcial de los restos del terraplén y carpeta asfáltica de la carretera en cuestión. (Foto de mayo de 1992.)

y la carpeta asfáltica aminorando el retroceso de la costa para el periodo más reciente de este análisis. Ahora, si se relaciona el comportamiento de la configuración de las curvas entre ambos flancos del delta, se observan cambios muy interesantes. Las fluctuaciones de las variaciones en el retroceso de la costa son mucho más pronunciadas para el flanco occidental, mientras que en el lado oriental son mucho más reguladas. Hay que recordar que el oleaje erosivo que trae consigo los nortes, inciden en el delta con dirección NW transportando sedimentos a lo largo de las costas hacia el oriente. De esta manera se socava y provoca la remoción de los sedimentos de las playas que se disponen con una configuración expuesta hacia el noroeste. La deriva litoral entonces se dirige hacia el oriente mientras perdura el corto tiempo de la tormenta del Norte.

Sin embargo, para la mayor parte del año prevalecen las olas de baja altura y de energía baja, provenientes del noreste que serán normalmente de naturaleza constructiva (Psuty, 1965, 1969), es decir, que el arribo de este oleaje se traducirá en un depósito y extensión de la playa, tanto en amplitud horizontal como longitudinalmente. Por tanto, la variación estacional del oleaje marca las fluctuaciones de avance o retroceso de la línea de costa.

Sin llegar a tener la absoluta certeza, se plantea como una nueva hipótesis de trabajo una probable explicación, la relación que podría existir entre la corriente de deriva litoral, la configuración de la costa con la fluctuación en los cambios de erosión. Se conoce la notable asimetría que muestra la configuración de la línea de costa al relacionar los flancos de los deltas del litoral tabasqueño. Siendo el más evidente el delta cuspadó del Río Grijalva, en donde el flanco noroccidental muestra un embahiamiento que podría corresponder a una amplia entrante formada posiblemente por incidir ahí el proceso erosivo de mayor intensidad (oleaje de nortes), mientras que en el flanco noreste domina la acumulación de cordones costeros, donde la removilización de sedimentos no es tan acentuada. Semejante situación se observa para el delta en cuestión, pero sin que se hayan acentuado los rasgos geométricos de concavidad para el frente deltaico del lado occidental y una suave convexidad que sale de la traza general de la costa para el lado oriental del delta de donde proviene la deriva dominante a lo largo de estas playas. Situación que puede influir en el diferente comportamiento de los flancos del delta.

## **Discusión de los resultados**

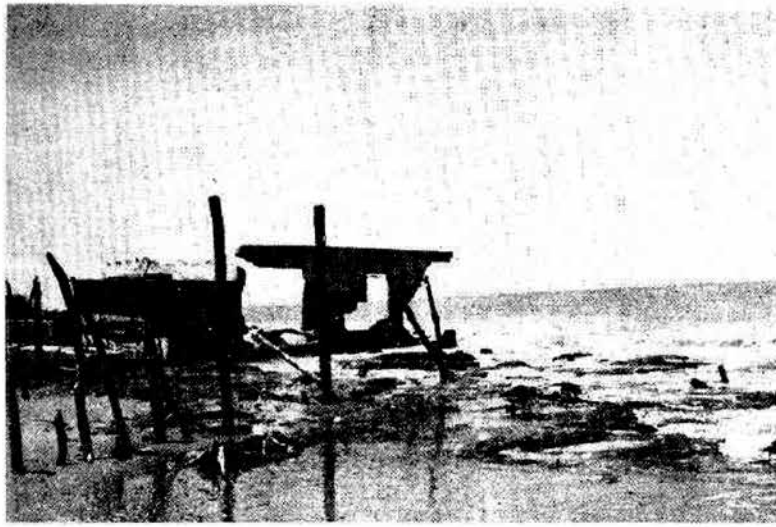
Los aportes de este trabajo se reducen a mostrar las evidencias de la erosión y el consecuente retroceso de la línea de costa, la cual está plenamente comprobada mediante el análisis comparativo de las distintas imágenes aéreas de diferentes fechas, así como por las evidencias mostradas en el trabajo de campo (fotografías 3, 4, 5 y 6).

La fase de evaluación o cuantificación de los valores y velocidad de retroceso constituye sólo un intento, pues los resultados son limitados, dados por la ausencia de un número mayor de imágenes con distintas fechas de vuelo para hacer una comparación aún más fiel. Contando únicamente con cuatro juegos de imágenes comparativas y tres periodos de análisis. Con ello difícilmente se puede llegar a conocer la velocidad de retroceso con detalle y precisión. Sólo en términos absolutos y únicamente para las fechas de examen se pueden restar las tierras perdidas por la erosión. De esta manera no es posible explicar con el detalle suficiente la problemática que anima el origen o causa de las fluctuaciones en el retroceso desigual del frente deltaico, sin embargo, se identifican los sectores de peligro que presentan mayor inestabilidad o vulnerabilidad por los efectos del retroceso erosivo.

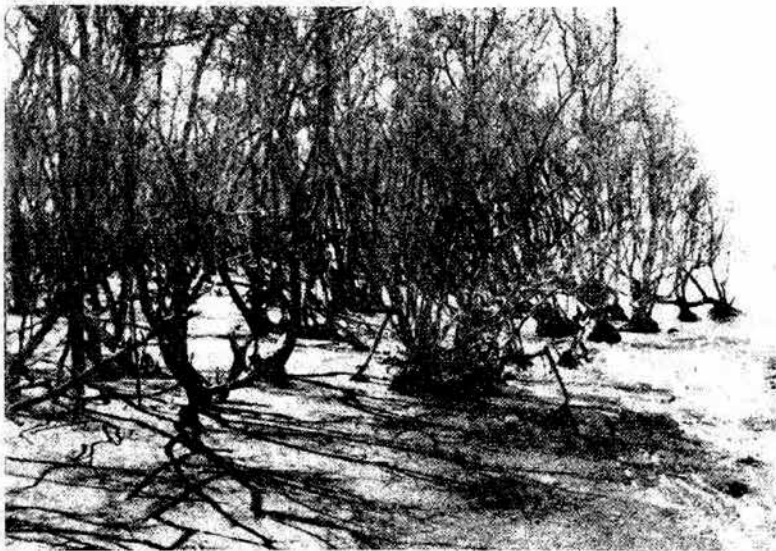
El retroceso de esta porción de la costa además de representar uno de los sectores críticos de la costa de Tabasco-Campeche que se erosionan y retroceden, ponen en evidencia la escasa capacidad del drenaje, o mejor dicho, la deficiencia hidráulica del Río San Pedro-San Pablo, a pesar de ser uno de los brazos distributarios del Río Usumacinta. Este comportamiento anómalo proporciona la certeza concreta del proceso de hundimiento por la subsidencia de la cuenca.

## **Agradecimientos**

Se reconoce la eficaz colaboración directa y parte del material fotográfico proporcionado por la geógrafa Olivia Manzano.



**Foto 3.** Últimos vestigios de una vivienda rural, destruida por el oleaje. Al oeste de la boca del Río San Pedro-San Pablo. Para mayo de 1992 no existía ninguna evidencia de los restos de esta vivienda. (Foto de Manzano, 1937.)



**Foto 4.** Muerte del manglar al cambiar las condiciones a un ámbito de mayor energía, modificaciones que se traducen por una erosión en las orillas del frente marino y por la acreción sedimentaria en las áreas interiores del manglar. (Foto de Manzano, 1987.)



Foto 5. Migración de la playa tierra adentro con la evidencia de la destrucción del manglar. Al oeste de la boca del Río San Pedro-San Pablo. (Mayo de 1992.)



Foto 6. Tocones de palmas que ponen de manifiesto la erosión costera, en la misma localidad. (Mayo de 1992.)

## Referencias

- Jáuregui Ostos, E. (1971), Variaciones de largo periodo de los tipos de tiempo de superficie en México, *Boletín del Instituto de Geografía*, núm. 4, UNAM, México, págs. 9-22.
- Jáuregui Ostos, E. (1975), Los sistemas de tiempo en el Golfo de México y su vecindad, *Boletín del Instituto de Geografía*, núm. 6, UNAM, México, págs. 7-36.
- Manzano B., O. (1989), Estudio geomorfológico para la zonificación de las áreas de manejo de la reserva de la biósfera, "Los pantanos de Centla Tabasco", tesis, Colegio de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México.
- Ortiz P., M.A. (1988), Evidencias de cambios geomorfológicos del sistema litoral mediante el análisis de imágenes aéreas, *Memorias, Ecología y Conservación del delta de los ríos Usumacinta y Grijalva, Instituto Nacional de Investigaciones sobre Recursos Bióticos, División Regional Tabasco, Gobierno del estado de Tabasco*, págs. 43-54.
- Psuty, Norbert P. (1965), Beach-Ridge Development in Tabasco, *Annals of the Association of American Geographers*, vol. 55, México, págs. 112-124.
- Psuty, Norbert P. (1967), The Geomorphology of Beach Ridges in Tabasco, Mexico, *Coastal Studies Series No. 18*, Louisiana State University Press, Baton Rouge.
- Thom, Bruce G. (1967), Mangrove Ecology and Deltaic Geomorphology. Tabasco, Mexico, *Journal of Ecology*, vol. 55, págs. 301-343.
- West, R. C., Psuty, N. P. y B. Thom (1969), The Tabasco Lowlands of Southeastern Mexico, *Coastal Studies Series No. 27*, Louisiana State University Press, Baton Rouge.



# EVIDENCIAS DE UNA RIBERA FLUVIAL Y LACUSTRE EN LA CIMA DE UN PILAR TECTÓNICO: BLOQUE PERALES MÉXICO

Mario Arturo Ortiz Pérez  
José Juan Zamorano Orozco  
Oscar Frausto Martínez  
Instituto de Geografía, UNAM

Manuel E. Mendoza Cantú  
Instituto Tecnológico de Estudios Superiores de Monterrey, Guaymas

**Resumen.** A partir de los afloramientos se interpretaron las columnas estratigráficas para establecer la secuencia de los depósitos recientes. Con algunos elementos de análisis sedimentológico (granulométricos, de madurez textural, morfoscópicos), se dedujeron los ambientes de depósito (lacustre, palustre, fluvial y eólico). Mediante el estudio de claves analíticas de la estructura secundaria de los depósitos (discordancias erosivas, acuñamientos, involuciones, deformación plástica por impacto y licuación, entre otras) fue posible descifrar la alternancia de épocas de actividad volcánica que interrumpieron y colmataron con volcanoclasticos a dichos ambientes. La última etapa de actividad endógena, origina el ascenso del pilar tectónico y el cambio a condiciones erosivas.

**Abstract.** Based on the outcrops the stratigraphic columns were interpreted to enact the sequence of recent deposits. With some elements of sedimentological analyses (sedimentological, granulometrical of textural maturity morphoscopies). The deposit ambients were deduced (lacustrine, marshy, fluvial and aeolian). Through the study of analitic clues of the secondary structure of the deposits (erosion discordance, jams, involutions, plastic misshape due to impact and liquefaction among others) it was possible to decipher the alternation of times of volcanic activity that irrupted and fulfilled said ambients whit volcanoclastics. The last activity stage of endogeny originates the climbing of the tectonic column and the change to erosive conditions.

## INTRODUCCIÓN

En este trabajo se presentan los resultados de una investigación cuyo objetivo central fue reconocer algunas modificaciones y eventos de carácter geomorfológico ocurridas durante el Pleistoceno Tardío y Holoceno en una localidad ubicada en la porción central del Sistema Volcánico Transversal, en un estrecho que se sitúa entre la cuenca lacustre del Alto Lerma "Toluca" y la fosa de Ixtlahuaca que denominamos bloque de Perales.

La pregunta central de investigación que se plantea y se espera contestar con este análisis es: ¿Cuáles son las evidencias sedimentológicas, hidrográficas y tectónicas que indican cambios o modificaciones significativas del relieve y seguramente de algunas de las condiciones paleoambientales?

La localidad tipo que se tomó como base para la reconstrucción paleoambiental está formada por un cuerpo arenoso superficial y en él pueden diferenciarse tres facies laterales de depósito. Dicha localidad se localiza en la cima del bloque tectónico de Perales, Ortiz et al (1985), a una altitud aproximada de 2600 msnm y a una altura aproximada de 70 m sobre la planicie de la fosa de Ixtla-

huaca (Figuras 1 y 2). Los sedimentos de interés de estudio, son los que sobreyacen superficialmente a todo el paquete sedimentario del bloque, por tanto, son los más recientes de todo el sistema.

## ÁREA DE ESTUDIO

Se circunscribe a la zona denominada estrecho de Perales, Estado de México, localizada en un trecho que separa la cuenca lacustre del Alto Lerma y la fosa de Ixtlahuaca, terreno por el cual cruza el Río Lerma con dirección norte (Figura 1).

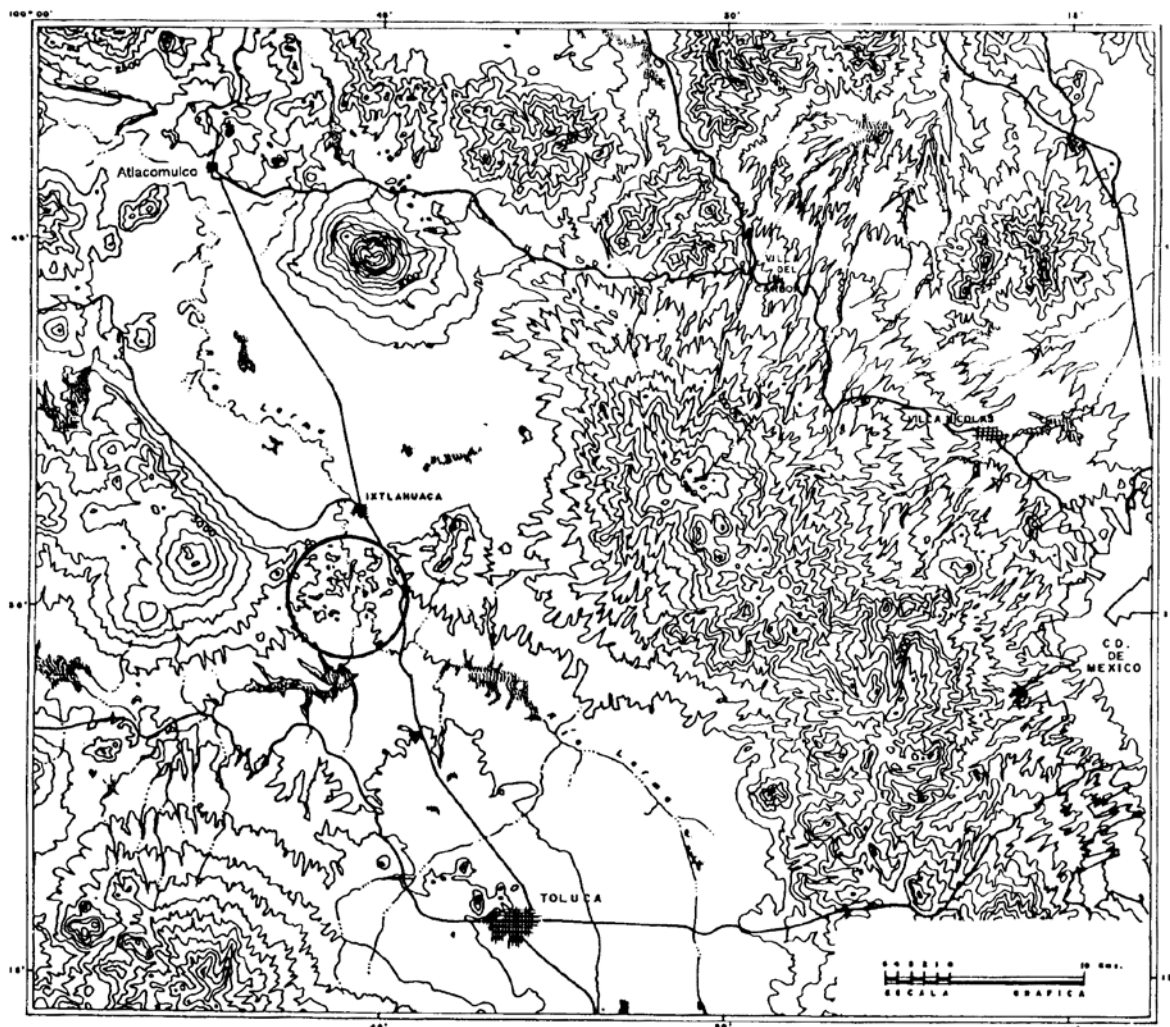
Ortiz et al. (1985) y Ortiz y Bocco (1989), interpretan este estrecho a manera de un puente tectónico ubicado entre los macro bloques de la Sierra Mazahua y Sierras de Monte Alto y Monte bajo. El pilar de Perales tiene una estructura tabular con capas ligeramente inclinadas hacia el sur, consistente en rocas volcánico-sedimentarias continentales formadas con capas variables de tefra, diatomitas, aluviones y localmente rocas volcánicas.

El relieve del bloque en cuestión se expresa por lomeríos de suave pendiente, con escasa amplitud vertical que como máximo alcanza los

75 metros. La superficie de par-teaguas cuenta con un sólo nivel a los 2610 msnm, formando actualmente una superficie de nivelación denudatoria, en cambio, las laderas son disecadas intensamente por barrancos, las que por erosión remon-tante inician el corte de disección muy cerca del borde o ruptura de pendiente dispuesto entre la superficie de denudación y los declives de ladera. Este arreglo de disección favorece fenómenos de sufosión o tunelamiento bajo los bordes de la estructura tabular y por tanto, la destrucción de tierras se expresa por extensos alvéolos y campos de cárcavas que ganan terreno por erosión remon-tante, fenómeno que se traduce por el retroceso generalizado de las laderas a expensas de la superficie de nivelación planar.

## MÉTODOS DE ANÁLISIS Y MATERIALES

Los estudios paleogeomorfológicos requieren de la reconstrucción de ambientes pasados, con el fin de poder explicar cabalmente la dinámica actual del relieve, toda vez que la herencia queda inscrita en el modelado de la formas subsecuentes. La re-



*Figura 1. La zona circunscrita al círculo marca el área de estudio y corresponde al estrecho o paso entre las antiguas cuencas lacustres de Toluca e Ixtlahuaca.*

construcción debe rebasar el marco hipotético con la posibilidad de su verificación objetiva en el campo y en el laboratorio.

En este sentido, la sedimentología y la estratigrafía brindan técnicas adecuadas para desarrollar dichos objetivos. Estas herramientas se apoyan en los aportes de la geología del Cuaternario con un enfoque dirigido a los estudios geomorfológicos.

Con el objeto de interpretar los ambientes de depósito, se recolectaron muestras de sedimentos a lo largo de los perfiles estratigráficos seleccionados a partir de criterios geológicos y geomorfológicos, entre los que se cuentan: los cambios de textura y de

la estructura sedimentaria, la secuencia o no de la superposición de estratos, diastrofización de sedimentos, los hiatus o discordancias erosivas, la posición y dirección de los paleocauces, deformación de estratos por deformaciones de impacto de rocas en emisiones volcánicas, estructuras de licuación entre otras.

Las muestras se corrieron para su análisis textural a través del procedimiento de vía seca descrita por Emery (1968), técnica que se complementó con un análisis morfoscópico de partículas mediante un microscopio estereoscópico.

Los resultados obtenidos de la granulometría fueron representados

gráficamente, permitiendo la construcción de curvas acumulativas y/o de distribución que fueron interpretadas a partir de los parámetros estadísticos indicados por Folk (1969).

Con afloramientos analizados se confeccionaron perfiles que se dibujaron a detalle, registrando las principales estructuras primarias y secundarias, así, mediante las columnas y el trabajo de campo, se delimitaron los distintos depósitos y sus facies, partiendo de los criterios de Corrales et al. (1977).

El estudio morfoscópico se aplicó a 100 granos de cada una de las muestras, de acuerdo con los métodos planteados por Dackombe y Gardi-

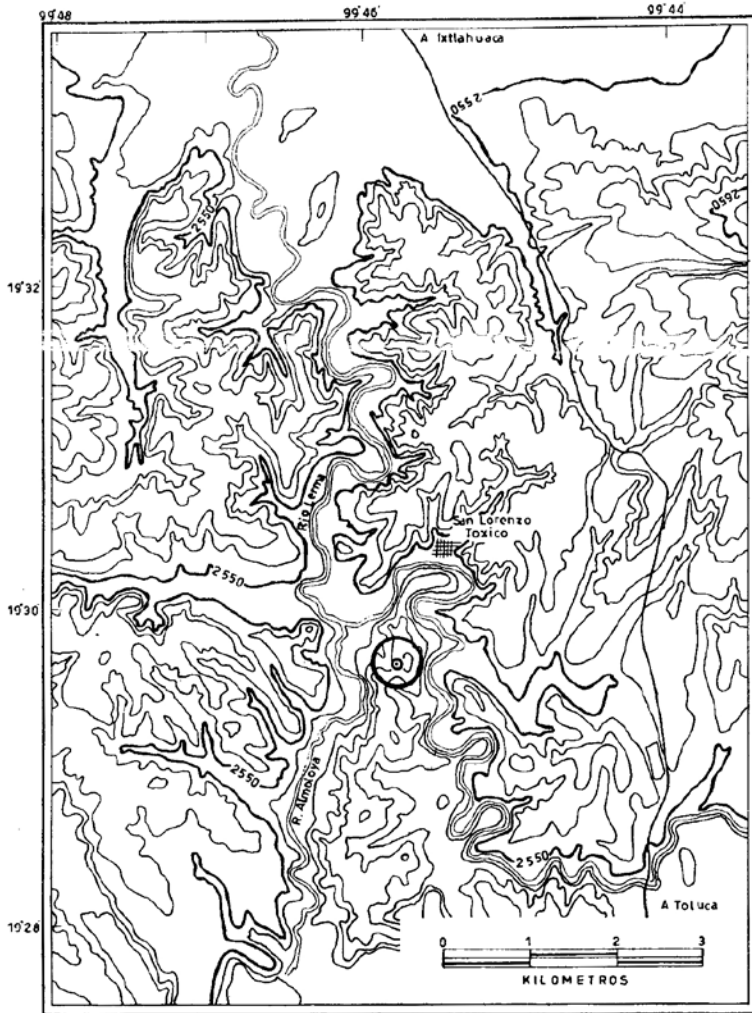


Figura 2 Ubicación de los perfiles estratigráficos (en el círculo).

ner (1983), entre los que se cuenta la expresión morfológica distinta de los granos y las características físicas superficiales como reflejo del agente de transporte, el medio de depósito y la energía imperante.

**ELEMENTOS GEOLÓGICOS**

La interpretación de las características geológicas se fundamenta en el análisis estratigráfico que es facilitado por la definición de contactos netos de disposición tabular que tiene el pilar tectónico en cuestión.

Los eventos de depósito quedaron claramente marcados en las columnas, cuyo basamento corresponde a una toba volcánica consolidada de color café claro de textura arenosa,

bien clasificada. Sobreyaciendo a esta unidad se dispone una secuencia de sedimentos lacustres y palustres formada por diatomita intercalada con capas de sedimentos finos con vestigios de materia orgánica y rastros de vegetación palustre (cañaveras) en proceso de fosilización, con remplazamiento de la estructura mediante la silicificación.

Los sedimentos lacustres se presentan de forma variable, pues en ocasiones forman depósitos masivos, sin alteración en la secuencia de acumulación sedimentaria de hasta 30 metros de espesor; otras veces, por el contrario, contrastan y las facies laterales cambian notablemente, toda vez que la secuencia se interrumpe o se modifica frecuentemente de un lu-

gar a otro, en primer lugar, debido a los depósitos de pómez o cineritas lacustres que interrumpen la secuencia de diatomitas o tizate. Cada evento de efusión volcánica queda claramente marcado, en ocasiones formando capas delgadas o de sólo algunos centímetros de espesor a lo cual, se superponen nuevas secuencias de sedimentos lacustres. Mientras que en otros sitios la sucesión de los depósitos de pómez alcanzan hasta los siete metros de espesor.

Por otra parte, y de manera frecuente, se observan estructuras secundarias de choque asociadas a efusiones volcánicas que lanzaron grandes bloques de material piroclástico (Figura 3), las cuales al incrustarse en los sedimentos embebidos de agua, originaron estructuras de impacto o presión, comprimiendo y plegando los sedimentos.

Los fenómenos de licuación se evidencian comúnmente, tanto en los sedimentos lacustres como palustres, se expresan lateralmente a lo largo de horizontes continuos formando involuciones repetidas, favorecidas por la saturación de agua en los sedimentos y la acción combinada de movimientos, seguramente sísmicos (Figura 5).

Los cambios de facies también nos indican condiciones variables, por ejemplo, los productos de la actividad volcánica colmatan las cuencas lacustres por una sucesiva y rápida acumulación de material volcanoclastico.

Los cambios en la distribución de la textura y estructura lateral de los sedimentos, son indicadores de las pronunciadas fluctuaciones del régimen hidrico, por cambios en el curso de los ríos, mudanzas de las orillas lacustres o palustres, ya sea por expansión o reducción de dichas áreas.

En los sedimentos superficiales del paquete más reciente de los depósitos, se revela la existencia de una discordancia de origen erosivo que afecta al flanco oriental del pilar. En perfil se evidencia por el clásico contacto ligeramente sinuoso de la erosión, por la estructura angular o el aparente acuñaamiento de las capas y por la presencia de sedimentos gruesos, gravas y bloques retrabajados en el contacto basal de la discordancia.

La discordancia diferencia y limita a los suelos recién formados de las capas infrayacentes de pómez y a la secuencia de sedimentos volca-



*Figura 3* Secuencia sedimentaria que muestra acuñamiento hacia el borde oriental por discordancia erosiva. Afecta a los sedimentos palustre-lacustres y cineritas. El estrato suprayacente a éstos, está representado por pómez, la magnitud de las deformaciones en el depósito no descarta la posibilidad de un evento volcánico de gran importancia que dejó huella de perturbación (involuciones y dislocaciones) en casi todos los sedimentos lacustres superficiales. El evento subsecuente registra una discordancia erosiva que se aprecia a través del conglomerado basal, siendo éste el último evento, ya que a partir de entonces tiene lugar el desarrollo de los suelos, cuyo espesor disminuye hacia la cima (poniente) y alcanza su máximo desarrollo ladera abajo (oriente), como se aprecia en la fotografía. A) suelo, B) conglomerados basales, C) pómez, D) sedimentos lacustres, E) cineritas lacustres. La localización de este perfil se aprecia en el mapa adjunto.

noclásticos, lacustres y palustres deformados con estructuras de impacto, hechos que en su conjunto ponen en evidencia el levantamiento del bloque. A partir de entonces ha dominado la denudación planar en las superficies de parteaguas, mientras que en los flancos hay un retroceso de laderas por disección de barrancos con erosión regresiva.

En síntesis, podemos decir que se alternaron épocas de quietud y de paroxismos volcánicos que modificaban las condiciones lacustres y palustres cuando todavía la cuenca del Alto Lerma e Ixtlahuaca era endorreica.

La última fase esta representada por actividad tectó-volcánica que disloca y eleva el bloque de Perales, a partir de entonces se invierte el proceso de acumulación sedimentaria por la denudación y erosión.

#### INTERPRETACIÓN DE LOS SEDIMENTOS

Los parámetros granulométricos que caracterizan a los sedimentos de la localidad 1, muestran una diversidad en el ambiente de depósito, de acuerdo con los criterios de Visher (en Folk, 1969). Los sedimentos gruesos son transportados por la carga de fondo, representan el 25% del total de la muestra, en tanto las arenas constituyen el 74.7% o sea, son transportadas por saltación, mientras que sólo el 1.18% restante de sedimentos fi-

nos, es transportado en suspensión (Figura 5, Tabla 1).

De acuerdo con el registro de la curva, el material está constituido

por arenas gruesas, con una moda de 0.6 y una mediana de 0.5, es decir, pobremente clasificado con una desviación estándar gráfica de 0.89



*Mapa de la Figura 3.*



Figura 4 Sedimentos lacustres que muestran la alternancia de estructuras originadas por el fenómeno de licuación, y laminación paralela a lo largo de los horizontes.

Tabla 1.

Resultados del análisis granulométrico: representativo de los tres sitios mostrados en función del nivel de energía física y de el ámbito o facie del cuerpo sedimentario.

| Tamaño( $\phi$ )   | Peso (gr.) | % Individual | % Acumulativo | % Acumulativo de acuerdo al transporte |
|--------------------|------------|--------------|---------------|--|
| <b>Localidad 1</b> |            |              |               |  |
| -2                 | 1.80       | 1.82         | 1.82          |  |
| -1                 | 6.68       | 6.68         | 8.58          |  |
| 0                  | 16.45      | 16.45        | 25.03         | 25.03                                  |
| 1                  | 49.31      | 49.31        | 74.93         |  |
| 2                  | 14.65      | 16.65        | 89.75         |  |
| 3                  | 6.22       | 6.22         | 96.04         |  |
| 4                  | 2.53       | 2.53         | 98.60         | 74.71                                  |
| >4                 | 1.18       | 1.18         | 99.90         | 1.18                                   |
| <b>Localidad 2</b> |            |              |               |  |
| -2                 | 0.73       | 0.73         | 0.73          |  |
| -1                 | 2.53       | 2.53         | 3.25          |  |
| 0                  | 6.63       | 6.63         | 9.88          | 9.88                                   |
| 1                  | 35.69      | 35.69        | 45.57         |  |
| 2                  | 41.03      | 41.03        | 86.58         |  |
| 3                  | 7.31       | 7.31         | 93.89         |  |
| 4                  | 4.33       | 4.33         | 98.22         | 88.36                                  |
| >4                 | 1.77       | 1.77         | 99.94         | 1.77                                   |
| <b>Localidad 3</b> |            |              |               |  |
| -2                 | 0          | 0            | 0             |  |
| -1                 | 0          | 0            | 0             |  |
| 0                  | 0          | 0            | 0             | 0                                      |
| 1                  | 0.58       | 0.58         | 0.58          |  |
| 2                  | 22.63      | 23.02        | 23.61         |  |
| 3                  | 63.68      | 64.68        | 88.29         |  |
| 4                  | 10.90      | 11.07        | 99.36         | 99.36                                  |
| >4                 | 0.63       | 0.63         | 99.96         | 0.63                                   |

y una kurtosis de 1.67, representada por una curva mesocúrtica altamente asimétrica hacia los gruesos con un valor de  $0.87\phi$  (Tabla 2).

Con respecto a la madurez textural de los sedimentos, se tienen granos que van de angulares a subredondeados, esto hace que la curva presente una tendencia bimodal; esta característica se refleja en el análisis morfoscópico, donde la mayor parte de la muestra está representada en un 77% por líticos y cuarzos (Figura 6, Tabla 3).

El perfil que representa la localidad 1, muestra la siguiente estructura estratigráfica: una capa de diatomita de espesor desconocido, subyaciendo a un material mal clasificado que varía de arena fina a grava. Presentan dos tipos de estructuras de estratificación básica: cruzada y paralela, además de bolsas lenticulares de gravas interperizadas y algunas bandas de material oxidado. En su conjunto presentan frecuentes acuñamientos, atestiguando una diastratificación, característica típica de un ambiente de energía fluctuante, donde las cuñas representan los pulsos de erosión por agua corriente. Estas características se pierden en la cima del afloramiento, ya que presenta un tipo de estratificación graduada con disminución de energía hacia la superficie, indicando fluctuaciones súbitas en la turbulencia del escurrimiento.

Para la localidad 2 se tiene que el 9.88% del depósito ha sido transportado en carga de fondo, en tanto que el 88.36% fue por saltación y el 1.77% por suspensión (Figura 7, Tabla 1). El análisis textural muestra que el sedimento es una arena media, caracterizada por una moda de 1.3 y una mediana de 1.2, pobremente clasificada, con una desviación estándar gráfica de 1.13, representando una curva de distribución casi simétrica (0.09) y mesocúrtica con un valor de 1.80 (Tabla 2)

La madurez textural (Figura 6), presenta una curva casi normal donde se aprecia que los granos varían de angulares a subangulares. El análisis morfoscópico (Tabla 3), demuestra que el 39% de los granos se constituyen de líticos con formas angulares a subredondeadas y el 27% por cuarzos que varían de angulares a subangulares.

El perfil está constituido por material heterométrico, de arenas finas

Evidencias de una ribera fluvial y lacustre en la cima de un pilar tectónico: ...

Ortiz, Zamorano, Frausto y Mend...

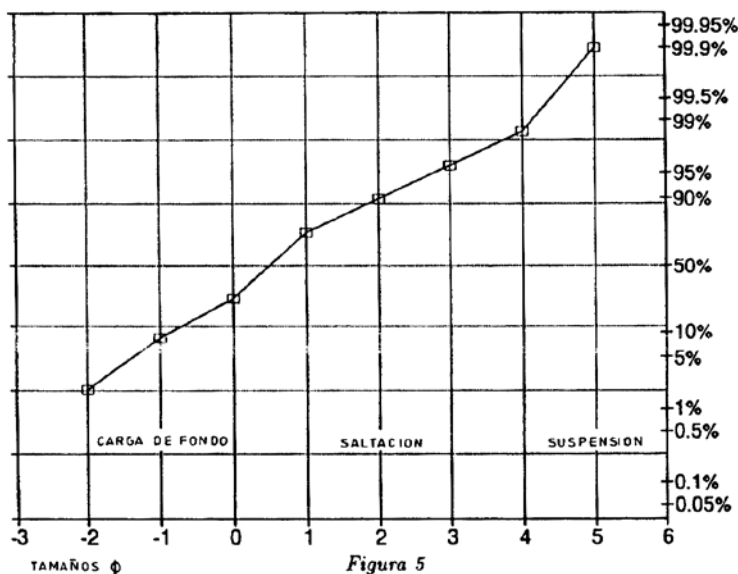


Figura 5

a gravas, con algunos lentes gravosos intemperizadas por oxidación. Existen en la matriz algunos nódulos y vetas de material carbonatado no interpretados, probablemente de formación posterior (Figura 9).

La estratificación del perfil es cruzada y festonada. Un rasgo característico es la presencia de material arenoso fino masivo, no estratificado, dispuesto en la parte media y superior del perfil, sobreyaciendo a una posible discordancia erosiva de carácter local.

Las características estratigráficas de la parte media inferior del perfil, representan un mayor nivel energético y fluctuante, que el estrato suprayacente, evidenciando mayores cambios en la estratificación por impulsos de corte erosivo y acumulativo. Estas características reflejan ambientes de transición y pueden tener relación con las fluctuaciones a nivel fluvial (de baja energía), o incluso lacustre. Lo que se interpreta como etapas sucesivas con hidroperiodos húmedos y de estiaje o desecamiento.

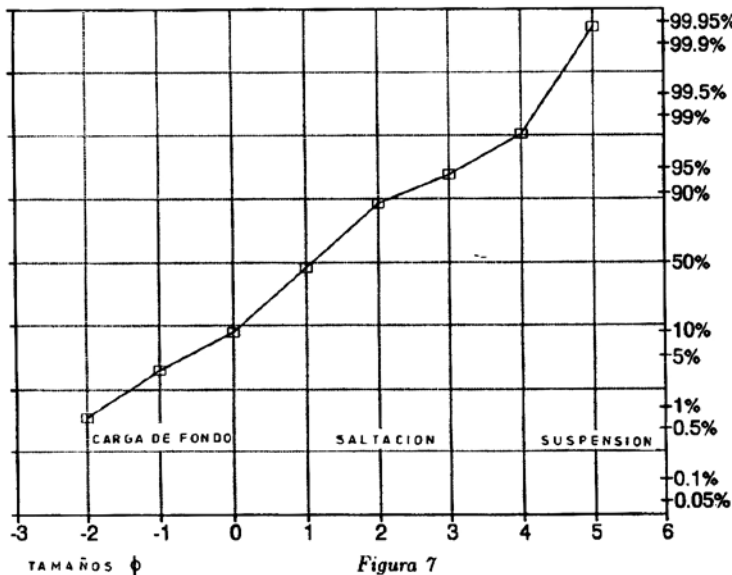


Figura 7

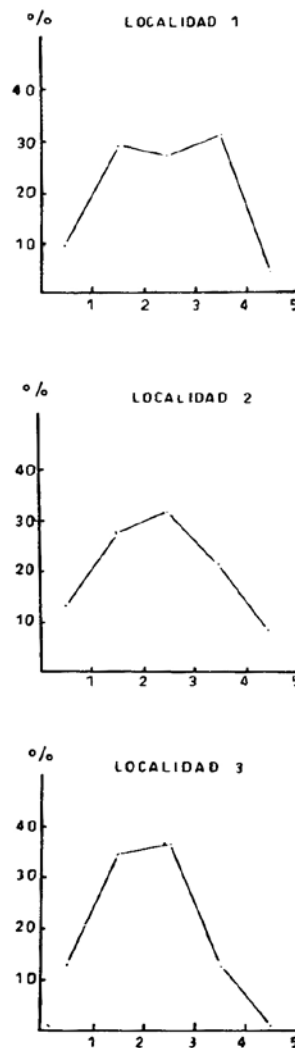


Figura 6. Histogramas de Madurez Textural. Simbología: 1) Muy angular. 2) Angular 3) Sub-angular 4) Subredondeado 5) Redondeado.

En la localidad 3, el 99.36% del sedimento ha sido transportado por saltación, en tanto que el 0.64% por suspensión (Figura 8, Tabla 1). Los materiales de esta localidad están representados por arenas finas con una mediana y moda de 2.4, moderadamente bien clasificados, con una desviación estándar gráfica de 0.53, una asimetría ligera hacia los tamaños finos (0.26) y una curva leptocúrtica (1.11) (Tabla 2).

El afloramiento presenta una composición fundamentalmente de cuarzo (47%) y líticos (21%) con una

Ortiz, Zamorano, Frausto y Mendoza

Evidencias de una ribera fluvial y lacustre en la cima de un pilar tectónico: ...

madurez textural que va de los angulares a muy angulares (Figura 6).

El material del perfil contrasta con los anteriores: se trata de arenas finas, bien clasificadas y bien compactadas. Se presenta asimismo un bisel irregular de material limo-arenoso masivo, en la parte superior del corte. Mientras que en la porción inferior la estratificación es cruzada y de cuñas.

Los parámetros granulométricos y la disposición de sus estratos indican un nivel de energía física relativamente constante claramente subaéreo (no hay evidencias de influencia acuática). Por sus características podría tratarse de una acumulación eólica. En síntesis, se registra una secuencia sedimentaria con un cambio, desde la base inferior en contacto con las diatomitas, hasta un nivel superior, claramente subaéreo.

**CONCLUSIÓN**

Los sedimentos que forman el pilar de Perales, han sido afectados por una tectónica análoga a la que caracteriza al sistema de fallas de Acambay, Toxi e Ixtlahuaca (Ortiz, 1987). Asimismo, el bloque fue intensamente fracturado, por lo cual la red fluvial es modificada substancialmente, Figura 10.

Los parámetros granulométricos muestran que el sitio 1 corresponde a un ambiente fluvial, la proporción de la carga de fondo (25.03%) y saltación (74.71%) presuponen un río de llanura, en donde los procesos acumulativos predominan y el régimen fluvial es permanente. Al tratarse de un río de llanura, presenta una cauce fluctuante, condicionado a su carga, por tal motivo se piensa en la existencia de meandros abandonados y sectores palustres. Cabe destacar que el sedimento corresponde al cauce de un río.

El sitio 2 se asocia a un ambiente de transición fluvial, esto se deduce por el bajo porcentaje de la carga de fondo (9.88%). En contraste, se tiene el 88.36% de material transportado por saltación. Lo anterior fundamenta la idea de que se trata de un río de trayectoria variable y con una configuración anastomosada-meándrica. El sedimento puede ubicarse entre la ribera fluvial y el lecho de inundación.

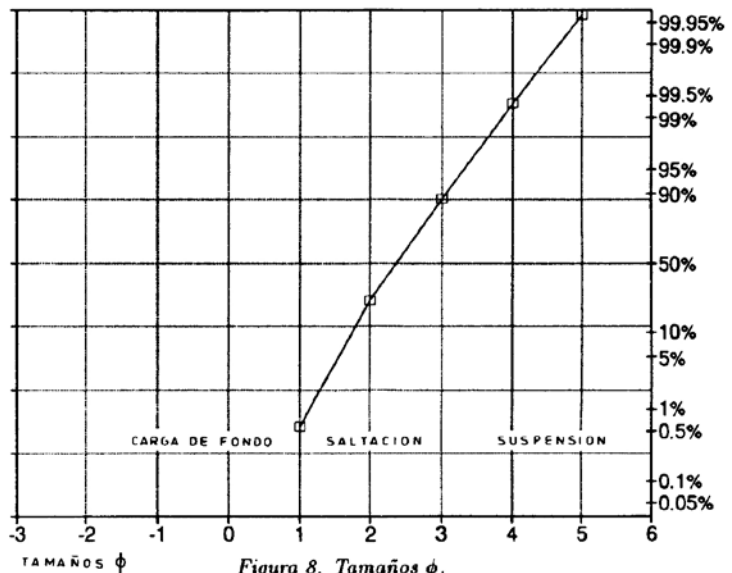
El sitio 3, a diferencia de los anteriores, presenta un porcentaje de saltación de 99.36% y sólo el 0.64%

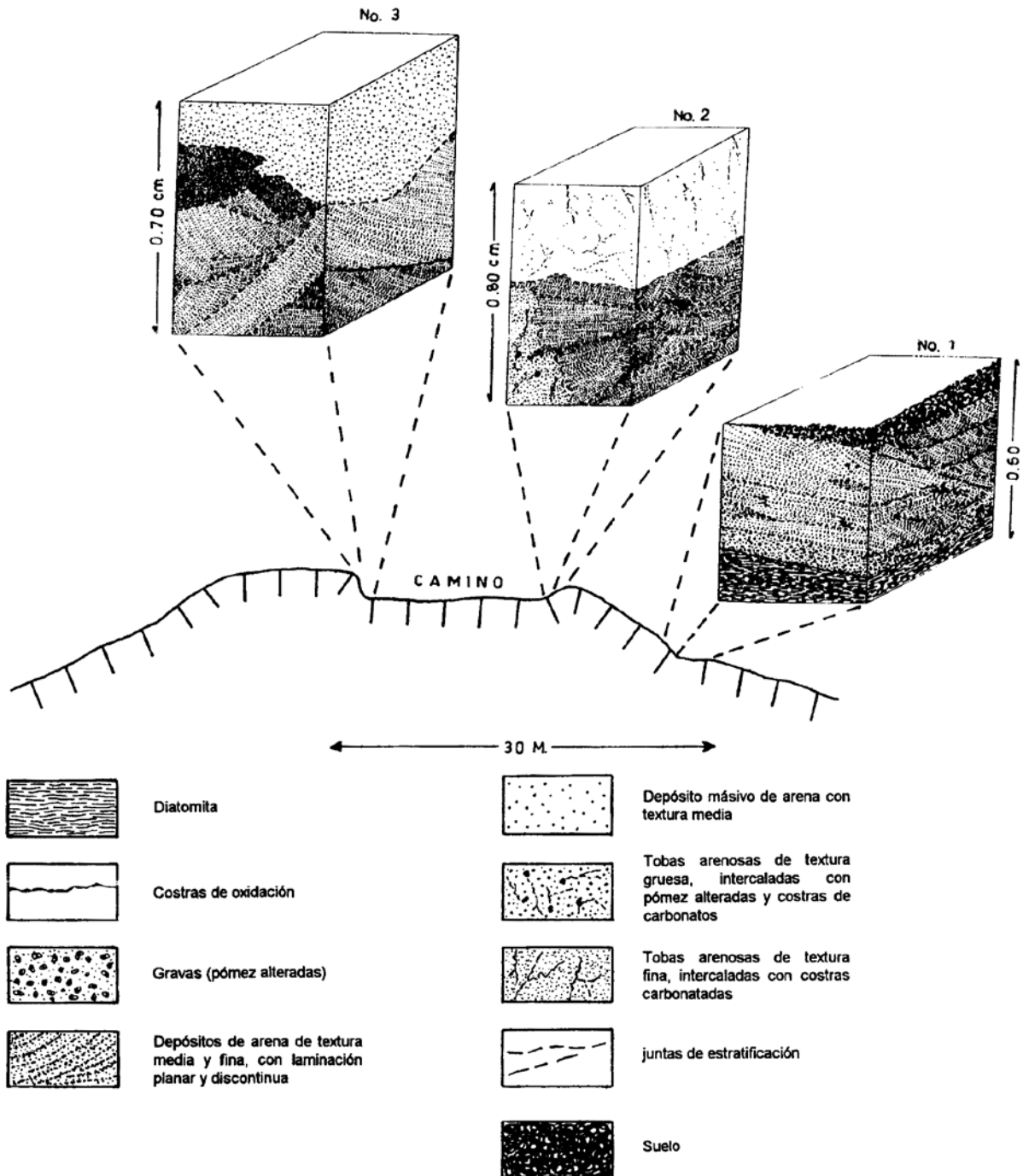
Tabla 2

| Parámetros estadísticos | Localidad 1                             | Localidad 2                           | Localidad 3                             |
|-------------------------|---|---------------------------------------|---|
| Moda                    | 0.6                                     | 1.3                                   | 2.4                                     |
| Mediana                 | 0.55                                    | 1.12                                  | 2.4                                     |
| Media gráfica           | - 0.19                                  | 1.106                                 | 2.4                                     |
| Clasificación           | 0.8965                                  | 1.1348                                | 0.5378                                  |
| Asimetría               | pobrementemente clasificado<br>- 0.5714 | pobrementemente clasificado<br>0.0916 | medianamente bien clasificado<br>0.2631 |
| Kurtosis                | altamente asimétrico<br>1.6783          | casi simétrico<br>1.8070              | asimétrico fino<br>1.1124               |
|                         | mesocúrtica                             | mesocúrtica                           | leptocúrtica                            |

Tabla 3  
Análisis Morfoscópico

| Tipo de material   | Porcentaje | Grado de redondez        |
|--------------------|------------|--------------------------|
| <b>Localidad 1</b> |            |                          |
| Líticos            | 47         | angular-subredondeado    |
| Cuarzo             | 30         | angular-subredondeado    |
| Feldespatos        | 16         | muy angular-angular      |
| Ferromagnesianos   | 7          | angular                  |
| <b>Localidad 2</b> |            |                          |
| Líticos            | 39         | subredondeado-redondeado |
| Cuarzo             | 27         | angular-subangular       |
| Feldespatos        | 22         | subangular-subredondeado |
| Ferromagnesianos   | 9          | subangular               |
| Micas              | 3          | subangular               |
| <b>Localidad 2</b> |            |                          |
| Cuarzo             | 47         | muy angular-angular      |
| Líticos            | 21         | subredondeado            |
| Feldespatos        | 15         | muy angular              |
| Ferromagnesianos   | 6          | subangular-subredondeado |





*Figura 9. Disposición en un perfil esquemático de las columnas estratigráficas.*



Ortiz, Zamorano, Frausto y Mendoza

Evidencias de una ribera fluvial y lacustre en la cima de un pilar tectónico: ...

por suspensión. La homogeneidad en el tamaño de las partículas es característica, indicando un nivel de energía constante. Estos atributos sugieren una marcada tendencia hacia el transporte eólico, esto último se corrobora por la identificación de estructuras primarias descritas en el perfil 3 de la Figura 9.

La fuente de origen de los depósitos eólicos se asocia al material aluvial y lacustre cuando los sedimentos quedan expuestos en la superficie de la planicie de Ixtlahuaca y de Toluca.

#### AGRADECIMIENTOS

Se agradece a Miguel Angel Guillén y a Iván Cuellar en el trabajo de campo y a Jorge González Sánchez en la versión final del trabajo.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Agueda Villar J., Anguita Virella F., Araña Saavedra V., López Ruiz J. y Sánchez de la Torre L. (1983). *Geología*. Editorial Rueda, España. 448 pp.
- Bloom A. L. (1978). *Geomorphology*. Prentice-Hall, Inc. USA. 510 pp.
- Corrales I., Rosell L., Vera J. y Vilas L. (1976). *Estratigrafía*. Editorial Rueda. 718 pp.
- Folk (1969). *Petrología de Rocas Sedimentarias*. Instituto de Geología, UNAM. México. 405 pp.
- Gorshkov G. y Yakushova A. (1970). *Geología General*. Editorial MIR. Moscú. 624 pp.
- Ortiz Pérez M., Bocco Verdine-lli G., Moya Sánchez J. y Zamorano Orozco J. (1985). Una interpretación de los depósitos recientes en el bloque de Ixtlahuaca Estado de México. *Memorias X Congreso Nacional de Geografía*. SMGE. pp. 29-46.
- Ortiz Pérez M. (1987) Los cambios de nivel base como mecanismo morfogenético de la asimetría de valles. *Boletín N°17 del Instituto de Geografía*, UNAM.
- Ortiz Pérez M. y Bocco Verdine-lli G. (1989). Análisis morfotectónico de las depresiones de Ixtlahuaca y Toluca, México. *Geofísica Internacional*, Vol. 28, 3. pp. 507-530.

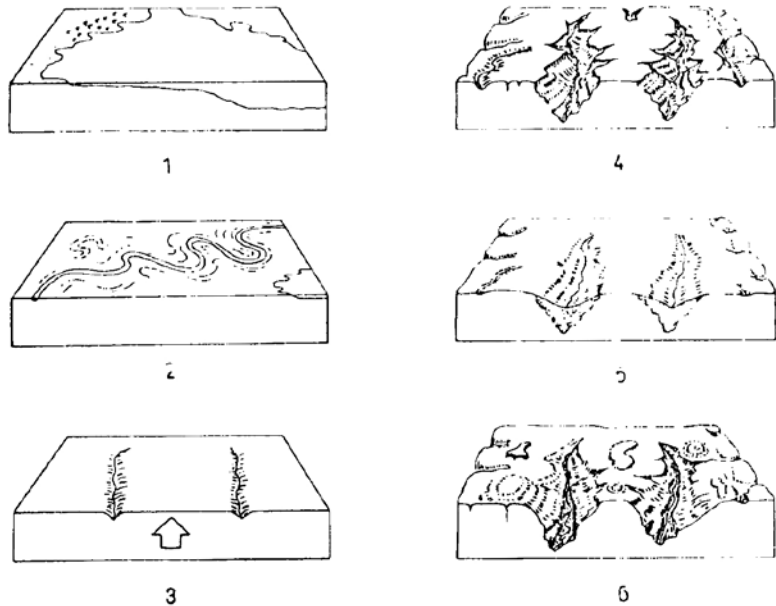


Figura 10. Bloques diagramáticos; secuencia evolutiva idealizada de acuerdo con la interpretación global que se ha hecho de los depósitos recientes y los elementos del relieve. 1) Condiciones lacustres dominantes que perduraron a través de un amplio lapso. 2) Desecación lacustre en transición a un medio de llanura fluvial con dominio del proceso de acumulación. 3) Actividad tectónica disyuntiva, formación del horst. 4) Fase de erosión del pilar tectónico por disección de barrancos. 5) Actividad volcánica con acumulación de pómez rellenando con un manto continuo el relieve preexistente. 6) Repetición y aceleración de la disección con un notable carácter diferencial. Esquema tomado de Ortiz et al., 1985.

# REPERCUSIONES DEL ASCENSO DEL NIVEL DEL MAR EN COSTAS BAJAS DE PLANICIES DELTAICAS

Mario Arturo Ortiz-Pérez  
Instituto de Geografía UNAM

**Resumen.** Se presenta un modelo que explica las interrelaciones de los diferentes elementos que intervienen en fenómenos de cambio global, representado este a partir de un desequilibrio de flujos de energía y materia provenientes del continente y del océano y que se manifiestan en la línea de costa. El modelo consta de tres circuitos retroalimentados entre sí, que comprende las esferas físicas, biológica y socio-económica. Esta última, se considera como la principal detonadora de cambios en las otras esferas, que reaccionan como consecuencia de la intensificación en el apropiamiento del territorio por parte de la sociedad. Los cambios provocados por el desequilibrio implican, entre otros, la migración de la línea de costa tierra adentro como consecuencia de la erosión, cambios en la composición de la vegetación como resultado de cambios de energía y salinización del manto freático y de los suelos.

**Abstract.** A theoretical model explaining the interrelationships between the different element acting in global changes is presented. The global change is seen as a result of changes of intensities in the energy and the matter fluxes coming from both the continent and the ocean, which spread out along the coastline. The model considers three dependent circuits including the physical, biological and socio-economic environments. The socio-economics activities are considered as the main trigger of changes in the other circuits, which react as a consequence of the intensive land use. Changes involve, among others, migration of the coastline due to marine erosion, changes in vegetation as a result of saline intrusions, etc.

## INTRODUCCIÓN

En varias porciones del litoral del Golfo de México se están gestando cambios geomorfológicos muy rápidos, particularmente en aquellas costas constituidas de playas bajas arenosas, comprendidas en las llanuras costeras y/o deltaicas. Los márgenes costeros muestran modificaciones importantes debido a la erosión marina a nivel de playas, en bocas, barras y orillas de las llanuras costeras y/o deltaicas. Estos cambios se traducen, entre otros, en un retroceso acelerado de la línea de costa tierra adentro, con la consecuente pérdida de tierras. Las relaciones de causa y efecto de los fenómenos que desencadenan esta situación no son bien conocidos; sin embargo, se puede mencionar que son comunes las rupturas de equilibrio en el balance de la distribución de energía y materia de los geosistemas fluvio-marinos, con una rápida transformación de los procesos de la biosfera como resultado del impacto de las actividades del hombre (Ortiz, 1988).

Se plantea como problema central de la investigación, identificar los puntos frágiles por los cuales la organización de la costa presenta una mayor vulnerabilidad a las repercusiones del ascenso del nivel del mar. Igualmente, se pretenden mostrar las evidencias del comportamiento transgresivo de la costa (retroceso de la

línea de costa con dirección tierra adentro) y las consecuencias derivadas de este impacto inicial, lo que constituye el objeto primordial de este estudio.

## NATURALEZA DE LOS IMPACTOS

De acuerdo con los criterios de Titus (1987), el impacto natural del ascenso del nivel marino se refleja de tres maneras en las tierras bajas costeras: inundación, erosión e intrusión salina. Así, para el primer caso, las marismas son reemplazadas por lagunas costeras, la erosión resultará en la destrucción de tierras en el margen litoral y el consecuente retroceso de la línea de costa y finalmente, con el efecto de la cuña salina las modificaciones son severas a nivel de suelos y en la estructura de la vegetación de pantano, cambiando hacia un ambiente costero de influencia más marino (marisma), desplazando al ámbito costero continental de ambiente mixto hacia el interior.

Los impactos potenciales del ascenso marino dependerán del ritmo y balance entre la velocidad de este fenómeno y el de colmatación de sedimentos. La expansión y crecimiento de las tierras sobre el mar corresponderán a aquellos terrenos que por acreción en sentido vertical se elevarían rápidamente, correspondiendo a un comportamiento regresivo, es

decir, la línea de costa avanza hacia el mar para contrarrestar los valores de un ascenso marino, caso común de los deltas activos con sedimentación abundante, mientras que ante ascenso del nivel marino acelerado se traduce en un efecto contrario, es decir, habrá un comportamiento transgresivo o avance de la línea de costa hacia tierra adentro o, bien, una costa estable si ambos procesos se encuentran en equilibrio dinámico.

Sin embargo, el balance en cuestión, cualquiera que sea su dirección, se complica y se altera cuando el arreglo estructural de la organización espacial de los sistemas naturales es modificado al cambiar el uso del suelo, debido a la presión que ejerce el crecimiento poblacional acelerado y a la expansión económica. En el contexto natural, los efectos de la sociedad y la economía originan cambios en las fuerzas motrices que impulsan sesgos en los gradientes del funcionamiento natural, acreando fluctuaciones pronunciadas, con la consiguiente reestructuración de los ciclos o ritmos de los procesos de intercambio en los sistemas naturales (hidrológicos, biogeoquímicos, biológicos, climáticos y geomórficos).

La presión ejercida sobre los paisajes naturales se lleva a cabo a través del proceso de la asimilación económica del territorio mediante las diferentes modalidades de usos de

Repercusiones del ascenso del nivel del mar en costas bajas de planicies deltaicas

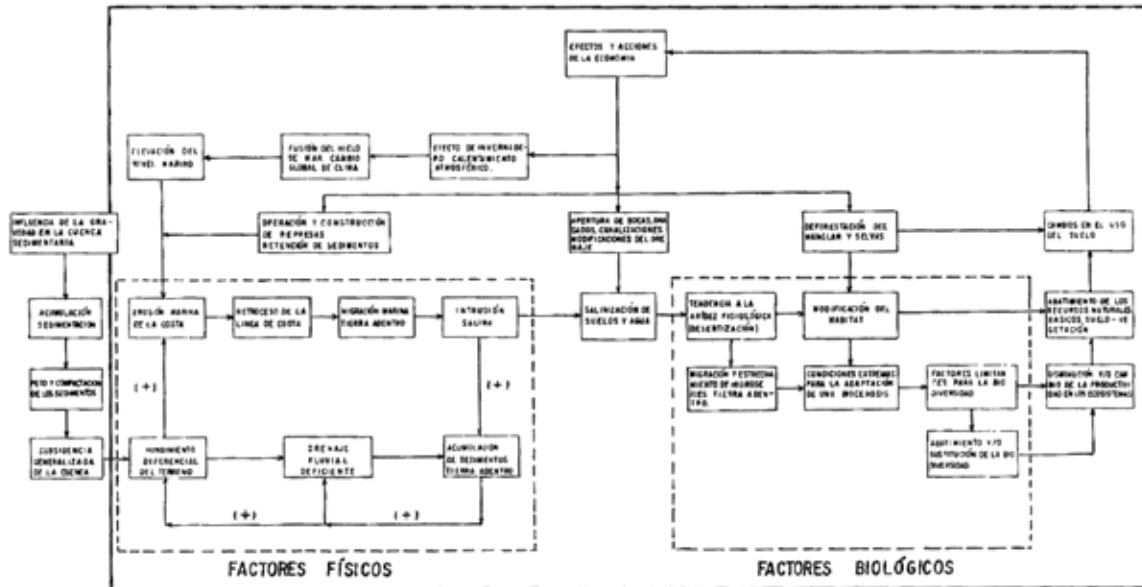


Figura 1.

suelo:

1. Sin uso aparente, tierras vírgenes o heredadas de la historia natural, escasamente perturbadas, en donde no hay prácticamente una asimilación.
2. Modificados por uso agrícola de subsistencia.
3. Transformados a un paisaje rural con modificaciones de los ciclos hidrológicos y biológicos por agricultura comercial o pesca intensiva (acuacultura).
4. Creación de paisajes antropogénicos, mediante la modificación de la geomorfología, el clima y ciclos biogeográficos por uso urbano-industrial y desechos por contaminación; en donde la transformación de los paisajes originales o heredados es casi total.

El impacto de las actividades humanas interviene en o refuerzan las fluctuaciones naturales de los geosistemas dentro de un esquema de gran complejidad, para lo cual, en el caso de este estudio, se ha elaborado un modelo o esquema de funcionamiento del haz de interacciones que puede ser visualizado a través del intercambio de tres subsistemas, agrupados en factores físicos, biológicos y económicos. Estos subsistemas se interrelacionan a manera de circuitos de retroalimentación positiva que intervienen para repercutir con una tendencia que se dirige hacia un aumento del desequilibrio natural

entre las causas y los efectos. Fenómeno que se traduce en catalizador del impacto inicial de la perturbación, acrecentando la fragilidad del sistema costero.

Todas las interacciones ocurren sobre o alrededor de la acumulación de sedimentos, en las cuencas geológicas deltaicas o de carácter marginal, en donde el depósito de cientos, y aun miles, de metros se ha llevado a cabo a lo largo del tiempo geológico. A partir de la distribución y disposición desigual con la que se depositan los sedimentos en la cuenca se inicia el problema de subsidencia, toda vez que el peso y la compactación de la columna de sedimentos de miles de metros de espesor propicia el hundimiento paulatino de la superficie de la cuenca (Figura 1).

El hundimiento diferencial sucede debido a que el espesor y el peso de los sedimentos no es el mismo para toda la cuenca, puesto que los sedimentos del ambiente proximal más cercanos a la porción continental se acuñan y se adelgazan hacia a las márgenes de la cuenca, donde el descenso es más lento debido a un peso menor. Mientras tanto, en las porciones distales, central y de mayor profundidad de la cuenca se acumulan los mayores espesores de la columna sedimentaria; el descenso es más rápido, reflejándose por tanto en un hundimiento de magnitud desigual. Cabe

mencionar que otros elementos comunes de la estructura geológica del subsuelo, como son las fallas normales de crecimiento, contribuyen a una más rápida subsidencia. Estas fallas tendrán un comportamiento activo mientras persista el peso de la cubierta sedimentaria.

LA INTERFERENCIA DE LOS SISTEMAS NATURALES

Las obras de ingeniería hidráulica, tales como represas y canales de derivación para riego, las obras de contención para el control de avenidas y desvíos, han modificado y controlado los escurrimientos de las corrientes fluviales más importantes que reconocen al Golfo de México, mismas que son el sustento del recurso hídrico de las amplias llanuras deltaicas. Al quedar controlado el escurrimiento con las obras hidráulicas, se retiene a los sedimentos río arriba en las represas, dejando de acumular en la cuenca sedimentaria de la planicie deltaica. De esta manera, el escaso aporte de sedimentos no contrarresta el proceso de hundimiento natural que tiene lugar en toda cuenca sedimentaria de subsidencia (ver el modelo esquemático). En otras palabras, la velocidad de descenso es mucho mayor que la velocidad de colmatación de sedimentos, al quedar una parte importante de estos azolves retenidos en las presas y/o simplemente

porque el espesor de la columna de sedimentos alcanzó un valor o umbral tal, a partir de cual inició una subsidencia más rápida.

El papel de las presas en esta problemática es el de intervenir como agente catalizador de las fluctuaciones naturales, al interrumpir o disminuir el flujo de energía cinética del escurrimiento y de la materia, es decir, del agua y de los sedimentos en el sistema deltaico. De esta manera, se crea un déficit de ellos en la costa y, por lo mismo, en donde persistió el dominio del escurrimiento y la sedimentación continental, ahora con el cambio sólo se ejerce la energía proveniente del oleaje, de las corrientes de deriva litoral y de las mareas de tormenta que someten a la franja litoral a la erosión que se manifiesta por el retroceso acelerado de la línea de costa (Psuty, 1965, 1967; Zavala 1988; Ortiz, 1988, 1991, 1992 y 1993).

Al problema en cuestión se suman las obras de dragado o canalizaciones, abriendo bocas en lagunas y rectificando los cursos fluvio-marinos (esteros), además de otras canalizaciones para el tendido de oleoductos de la empresa de Petróleos Mexicanos (PEMEX), realizadas en ciertas áreas de la planicie costera del Golfo de México. Con ello se propicia una mayor influencia marina a través de la energía física derivada de las corrientes de la marea astronómica y de tormenta, al penetrar tierra adentro con mayor facilidad, transformando los ambientes lénticos en lóticos.

La subsidencia junto con las modificaciones del drenaje tienen un comportamiento análogo a los efectos de un ascenso rápido del nivel del mar, sólo que con alcances territoriales de nivel regional. Hay que tener en cuenta que los efectos son representativos de un problema a nivel mundial.

#### EFFECTOS DERIVADOS DEL IMPACTO INICIAL

A lo largo del circuito de retroalimentación positiva se desprenden los efectos derivados del fenómeno de cambio del nivel del mar, encadenándose en un haz de relaciones de repercusión global ambiental, según se aprecia en el esquema de funcionamiento. Independientemente de la pérdida de tierras por erosión de las playas y el consecuente retroceso de la línea de costa hacia la porción continental, tiene lugar la influencia marina me-

dante la penetración de la cuña salina de marea tierra adentro, incrementando la salinidad de agua en los esteros, modificando condiciones de estuarinidad, mismas que a su vez inducen al azolve; ya que hace propicia la formación de tapones de lodo debido a la floculación de arcillas y/o agregado de partículas finas al cargarse éstas electrostáticamente al entrar en contacto con las aguas saladas, (ver esquema). Los obstáculos así formados por el azolve constituirán a la vez, barreras que impiden el libre flujo del escurrimiento contribuyendo, además, a un drenaje deficiente que se traduce en un incremento potencial para las inundaciones. Hasta aquí se define la primera celda de retroalimentación positiva de los factores físicos.

La sedimentación tierra adentro, las inundaciones cada vez más frecuentes y la escasa pendiente contribuyen así mismo a una mayor inestabilidad hidrográfica de los cursos fluviales; las modificaciones de la trayectoria fluvial inducen a renovadas inundaciones por las propias condiciones deficientes del drenaje. Estos procesos originan también nuevos centros de depósito, fenómenos que se forman casi imperceptiblemente y que contribuyen a un hundimiento diferencial del terreno. De esta manera se completa un nueva celda o subsistema de retroalimentación positiva dentro de un sistema mayor (ver esquema).

En conexión con las repercusiones sobre los factores biológicos, se visualiza un sistema abierto que posee una entrada representada por la intrusión salina que proviene del ambiente exterior, en este caso, representado por la presencia de la influencia del agua marina, por tanto, el sistema no tiene ninguna clase de control sobre esta entrada fenómeno que se traduce en un incremento de la salinización de los suelos adyacentes, y en la posible contaminación del agua de los acuíferos someros. Ambas perturbaciones repercuten en el estado del hábitat en general pues habrá un cambio de las condiciones dirigidas en dirección de una aridez fisiológica, como parte presente del proceso de desertización, el cual es reconocido por el marchitamiento y muerte de la vegetación. Se presentan igualmente cambios en la estructura y composición de la vegetación, mediante el reemplazo de comunida-

des hidrófitas por la colonización de pastos halófitos y de manglar arbustivo joven, con distribución dispersa y poco densa, en detrimento de la capacidad agrológica de los suelos (Zavala, 1988).

La tendencia general del sistema es la modificación del estado del hábitat, agregando a esto el estrés de una implicación de orden espacial como es la migración simultánea de las hidroseries y ecotonos tierra adentro debido al corrimiento de las franjas litorales de ambiente costero y lagunar hacia el continente, con la consecuente reducción y estrechamiento de la zonificación original de humedales de agua dulce por la barrera del relieve positivo (alturas entre 1 y 10 metros) que limita cualquier expansión en el interior de la porción continental.

No todas las consecuencias del impacto se pueden visualizar con facilidad como, por ejemplo una serie de factores limitantes para la diversidad biológica y la adaptación y establecimiento para una nueva biocenosis, procesos que en términos de productividad general se traducen en un abatimiento y/o sustitución del tipo de productividad natural de los ecosistemas y, por consecuencia, en una disminución y perturbación de los recursos naturales básicos (agua-suelo-vegetación).

Hasta esta etapa, la tendencia del sistema es la de formar un conjunto de eventos concatenados que giran alrededor del proceso de sucesión secundaria, mismo que se caracteriza por estar desfasado, es decir, fuera de equilibrio mientras persista la migración y el control de la sucesión desde el ámbito exterior. De este modo los fenómenos en su conjunto desembocan en un problema de abatimiento de recursos naturales (Figura 1). En este momento la secuela del modelo sale del sistema de factores biológicos para trastocar la esfera de interés económico; en el marco de referencia de efectos y acciones de la sociedad.

Como se ha mencionado, con la presión del crecimiento de la población y la economía se ha transformado la función natural de las tierras bajas adyacentes a la costa, en las cuales, los recursos naturales están siendo degradados al verse perturbados por el uso inadecuado del suelo. Un ejemplo es la deforestación, al ser sustituidas las sel-

vas, pantanos y manglares por tierras de ganadería extensiva, y/o mediante la quema normalmente incontrolada que se lleva a cabo en la época de secas para terminar por implantar los pastos inducidos.

La existencia de tales problemas se agrava si se yuxtaponen con los efectos derivados del cambio global de clima, situación que de manera invariable implica la proyección del efecto de invernadero o sea del calentamiento de la atmósfera debido a un incremento de las concentraciones de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), metano, clorofluorocarbonos y de otros disipados gases en la atmósfera, los cuales cuentan con la propiedad de absorber radiación infrarroja motivando la retención de calor en la atmósfera, de manera semejante al efecto de un invernadero (PNUMA, 1989). Se calcula que el calor atrapado en la atmósfera elevará la temperatura global entre 3 y 4 grados centígrados y con ello también se elevará la temperatura del agua oceánica. El incremento de calor de ambos ámbitos, podría derretir y provocar un mayor desprendimiento y deriva de témpanos en el océano hasta latitudes medias, fenómeno que seguramente favorecerá a un cambio del nivel del mar.

Según la Environmental Protection Agency se calculan elevaciones cercanas a 30 cm. y aun valores más altos para el primer cuarto de la próxima centuria (Titus, 1988), sin llegar a tener un consenso en la precisión del nivel estimado. Sin embargo, el riesgo potencial de una elevación del nivel del mar y el avance de éste sobre la porción continental adyacente al mar, es y debe ser identificado y evaluado con el rigor que exige el riesgo de esta naturaleza.

#### CONCLUSIONES

Considerando la proyección esperada de un ascenso del nivel del mar del orden de 30 a 40 cm. para el próximo siglo y tomando en cuenta los varia-

dos efectos derivados del impacto ambiental del cambio global, sería de prioridad reconocer los elementos fisiográficos de la costa del Golfo de México, con el fin de identificar aquellas tierras bajas susceptibles o vulnerables al ascenso del nivel del mar, para llegar a estar en condiciones de estimar la potencialidad de los efectos, según sus características geomorfológicas, hidrológicas y sus implicaciones ecológicas.

Con estos elementos de análisis se propone zonificar las áreas costeras frágiles o más vulnerables al avance del mar sobre el continente con objeto de conocer y estimar los impactos con implicación ecológica. La línea de investigación con un enfoque geográfico se justifica plenamente, pues sólo con los resultados de la investigación de visión holística, se podrá estar en una posición de proponer soluciones de carácter integral a los problemas ya identificados y los que depara el futuro para el manejo de las tierras bajas de las zonas costeras sujetas al cambio global.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Ortiz P, M.A. y Espinosa R. L. M 1991. "Una clasificación geomorfológica de las costas de México". *Geografía y Desarrollo* Vol 2 N°6.
- Ortiz P. M.A., 1992. "Retrosceso Reciente de la Línea de Costa del Frente Deltaico del Río San Pedro, Campeche-Tabasco". En *Investigaciones Geográficas*. Boletín del Instituto de Geografía, N°25.
- Ortiz P. M.A. y Palacio P. J.L. 1993 "Algunos efectos del cambio aparente del nivel del mar en la costa de Tabasco". En *Geo-UNAM*. Boletín Informativo del Área de Ciencias de la Tierra. Vol. 2 N° 4.
- Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) 1989. *El Estado del Medio Ambiente en el Mundo*.
- Psuty, N. 1965 "Beach-Ridge Development in Tabasco". *Annals of the Association of American Geographers*, Vol 55 pp 112-124.
- Psuty, N. 1967 *The Geomorphology of Beach Ridges in Tabasco, México Coastal Studies Series N°18* Louisiana State University Press. Baton Rouge.
- Titus J. 1988 *Sea Level Rise and Wetland Loss: An Overview on Greenhouse Effect Sea Level Rise and Coastal Wetland*. Environmental Protection Agency.
- West R, N, Psuty and B, Thom 1969 *The Tabasco Lowlands of Southeastern México*. Louisiana State University Press. Coastal studies Series Number 27, Baton Rouge.
- Zavala C. J, 1988 *Regionalización Natural de la Zona Petrolera de Tabasco: Casos de Estudios* INIREB-División Regional Tabasco y Gobierno del estado de Tabasco
- Ortiz P, M.A y Espinosa R. L. M 1990 Tipos de costas en la carta "geomorfología 2" clave IV.3.4. Naturaleza. Atlas Nacional de México. Tomo II.

#### RECONOCIMIENTO

El autor agradece al Dr José, L. Palacio por la lectura crítica del manuscrito.

## 1. LA GEOMORFOLOGÍA Y LAS EVIDENCIAS ARQUEOLÓGICAS EN LA REGIÓN DE SAN LORENZO TENOCHTITLÁN, VERACRUZ

*Mario Arturo Ortiz Pérez y Ann Cyphers*

Los diferentes patrones de la conducta humana son modelados por los contextos espaciales y ambientales. Por esta razón, la investigación aquí presentada sobre el antiguo medio, su configuración y los procesos naturales que lo afectan son claves para entender la adaptación humana. Este estudio puede ser dividido en dos partes íntimamente relacionadas. La primera es la geomorfología del área alrededor de San Lorenzo (Figuras 1.1 y 1.2), la cual define sus unidades geomorfológicas y analiza el tipo de sedimentos y la secuencia de depósito. La segunda parte se centra en la evidencia arqueológica de las superficies de las antiguas ocupaciones, su contexto y función dentro de un panorama más amplio.

El análisis geomorfológico nos ofrece la reconstrucción de una parte de las condiciones que prevalecían durante el Holoceno Tardío en la cuenca del río Coatzacoalcos. En particular, serán definidas las áreas susceptibles a la inundación, así como la trayectoria de los principales cursos de agua en las llanuras fluviales. Al respecto, el área estudiada con mayor detalle se centra en la localidad de San Lorenzo, situada en la parte norte del Istmo de Tehuantepec, en el estado de Veracruz, ubicada a unos 40 km al sur de la ciudad de Minatitlán. Los límites del área bajo estudio son los siguientes: al norte, el río Chiquito; al oeste y norte, el estero Tatagapa; al sur y oeste por las mesetas de antiguos depósitos fluvio-marinos disectados; al oriente por el río Coatzacoalcos; al sur, las llanuras palustres de la región del cerro La Encantada.

La morfogénesis de los procesos geomorfológicos nos permitirá correlacionarlos posteriormente con la evidencia arqueológica de las exca-

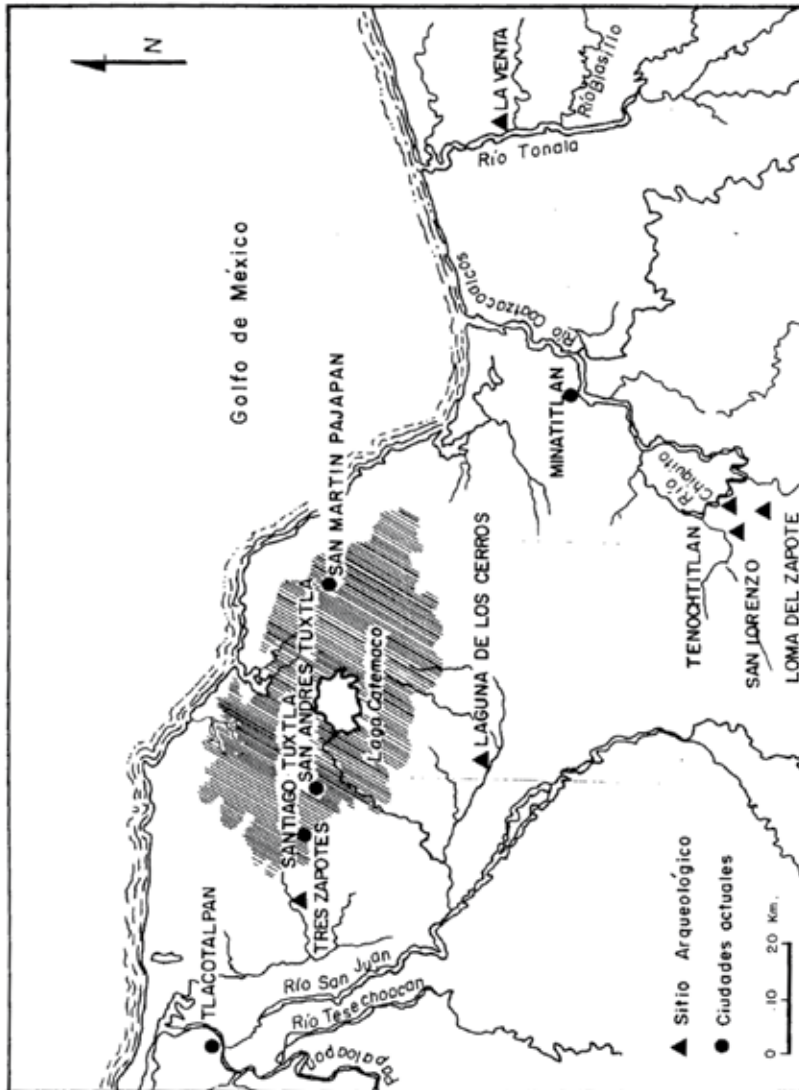


Figura 1.1. Mapa de la región olmeca en la costa del Golfo de los estados de Veracruz y Tabasco.

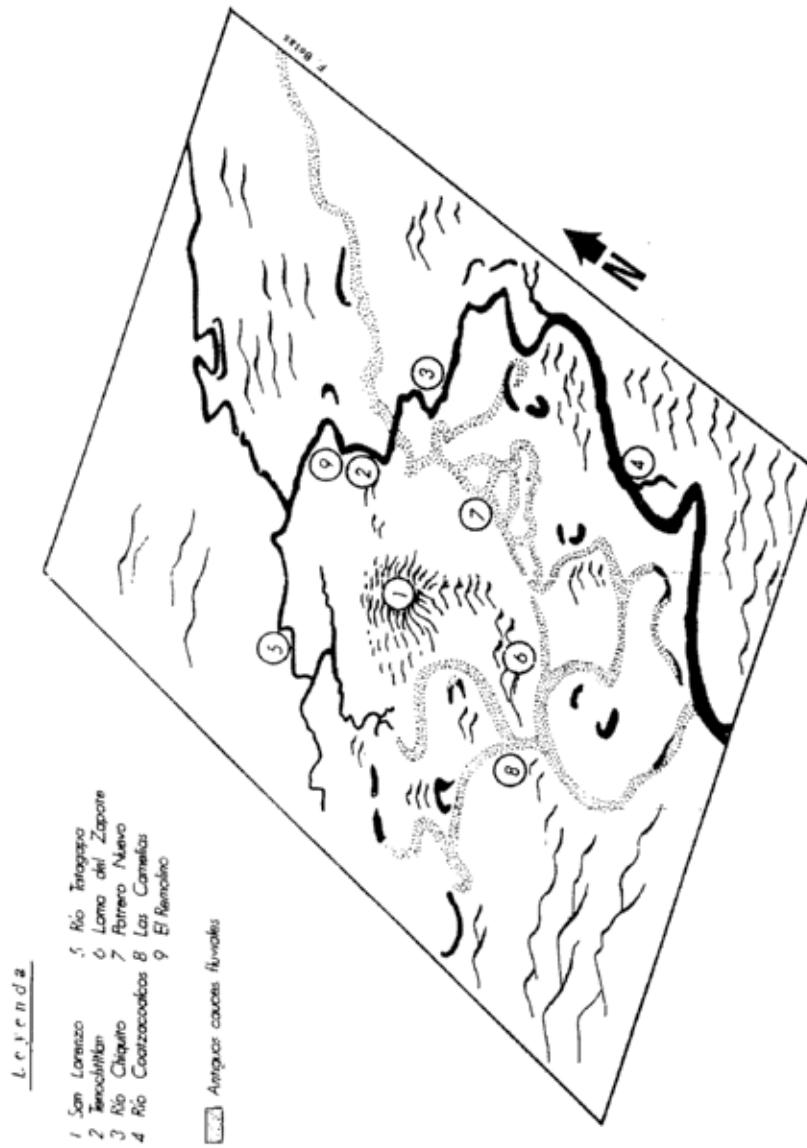


Figura 1.2. Croquis esquemático de la región de estudio.



vaciones y recorridos de los asentamientos, con el fin de reconstruir parcialmente el antiguo paisaje.

### PANORAMA REGIONAL

Desde el punto de vista geológico, el área bajo estudio forma parte de la Cuenca Salina del Istmo y se localiza en la parte baja de la cuenca del río Coatzacoalcos, la cual cubre una porción del sur de Veracruz y la parte noroeste del estado de Tabasco (Benavides 1956). Actualmente, la característica más sobresaliente de la cuenca baja del río Coatzacoalcos es la llanura deltaica, la cual hasta aquí cubre un área de 21120 km<sup>2</sup> y se registra un promedio anual de descarga de 22 394 millones de metros cúbicos (Tamayo 1965: 120). Podemos suponer que en el pasado el follaje de la jungla del bosque tropical lluvioso cubrió con su manto vegetal a esta región bañada de ríos. Se evidencian numerosos rastros de cursos fluviales antiguos con distintas trayectorias que se disponen con un arreglo de configuración meándrica y ciénagas de agua fresca y salina. Hoy sólo algunos puntos de la selva perduran en la planicie deltaica del Coatzacoalcos, debido a la perturbación de la actividad ganadera, ya que las vastas extensiones de elevaciones cubiertas por el denso bosque tropical lluvioso son reducidas a pastizales.

El río Coatzacoalcos se origina en los declives del norte de la sierra Atravesada con la unión de los ríos Chichihua, Chivela, Jaltepec y Solosúchitl. En su recorrido hacia el mar atraviesa las llanuras de la costa del Golfo, la cual mide aproximadamente 60 km, teniendo su mayor amplitud en la boca del río Coatzacoalcos; aquí se le unen los ríos Coachapa, Uxpanapa, Jaltepec, Nanchital, Corte y Chiquito, siendo los mayores tributarios el Jaltepec y el Uxpanapa. Río arriba del pueblo de Peña Blanca el cauce se encajona entre las tierras de mesetas disectadas que lo circundan. Por el contrario, abajo de la localidad de Peña Blanca, el río se amplía y libera en la planicie deltaica, donde corre con una pendiente más suave.

La llanura deltaica del río Coatzacoalcos es el rasgo morfológico de mayor importancia que define y guía una parte importante de las condiciones ecológicas, y esto se origina porque la región se encuentra sujeta al control estructural de la geología infrayacente, puesto que se trata de una cuenca geológica sedimentaria que tuvo un origen costero y marino desde finales del Mesozoico, sobre la cual actualmente recono-

cen los sedimentos terrígenos o continentales recientes. Los movimientos transtensivos de origen tectónico del Istmo de Tehuantepec, el peso y compactación de la columna sedimentaria de la cuenca geológica propician el hundimiento de los terrenos marginales del curso bajo del río Coatzacoalcos; ambos fenómenos en términos generales se traducen en una transgresión marina (avance de la línea de costa hacia el continente), por el ascenso aparente del nivel marino.

Hay que agregar el fenómeno de la subsidencia y los aspectos que se derivan de esta situación (West *et al.* 1969), se incrementan los gradientes de pendiente del sistema fluvial por el hundimiento de la cuenca en el curso bajo. Al pronunciarse el declive de las cabeceras con respecto al nivel base de la desembocadura se propicia la erosión de la porción alta de la cuenca de captación y la respectiva acumulación de sedimentos en las tierras bajas, provocando un drenaje deficiente en las llanuras bajas. Todos estos procesos contribuyen a una mayor sedimentación de las tierras bajas. De esta manera se irá retroalimentando para que el terreno se hunda lentamente y modele un relieve acumulativo sedimentario cuya morfología constituirá nuevos obstáculos, los cuales junto con la escasa pendiente contribuyen a desestabilizar al sistema fluvial mediante continuos desbordes y a la división o bifurcación de cursos distributarios para divagar oscilando sobre las planicies acumulativas. Esta evidencia se observa por toda la llanura aluvial a través del clásico patrón de meandros y trayectorias de cursos abandonados, además de innumerables cuerpos de agua.

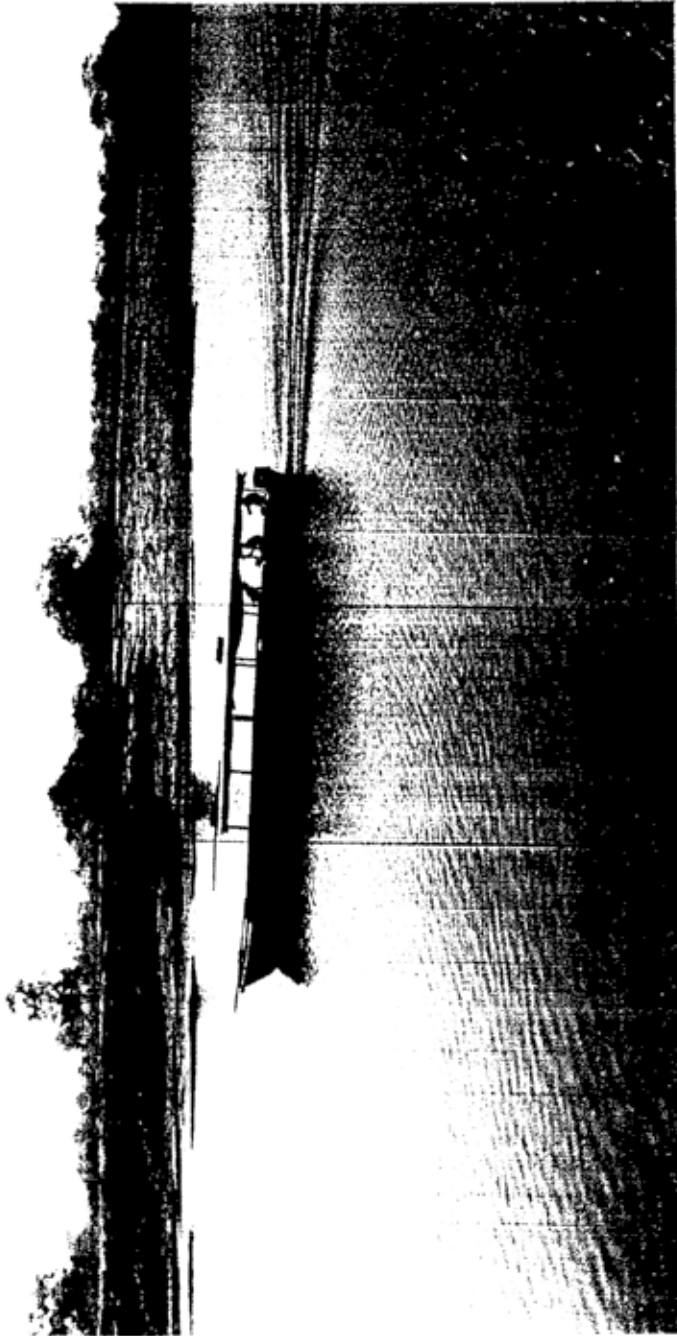
Otro fenómeno que se manifiesta como resultado del hundimiento de esta porción de la cuenca es que diariamente la marea viva penetra reconociendo las porciones más bajas del relieve negativo; se hace sentir en el Coatzacoalcos y sus afluentes, como el estero Tatagapa y el río Chiquito, localizados unos 40-50 km río arriba de la desembocadura, modificando sensiblemente las condiciones del agua al mezclarse la cuña salina de la marea, imprimiéndole el carácter de aguas salobres, y facilitando la floculación y sedimentación de las partículas finas en suspensión al quedar cargadas electrostáticamente al contacto con las aguas salobres, lo cual crea tapones de lodo en el fondo de los esteros. Así se crean las condiciones de estuarinidad, de tal forma que el reporte más reciente, pero no el único, es la presencia de tiburones en el río Chiquito, según datos que se registran de hace unos diez años; sin embargo, consideramos que es un fenómeno que disminuye debido al incremento de la sedimentación de los ríos.

Entre las consecuencias derivadas del hundimiento del terreno están los obstáculos de la morfología acumulativa, la activa sedimentación, la escasa pendiente y la marea; todos estos factores en su conjunto hacen del área un terreno muy susceptible a inundarse. Aunque cada año se espera la inundación mayor, ésta no es predicha por los habitantes locales, los cuales generalmente interpretan su ausencia como señal de un año cálido y seco, impropio para la agricultura y la pesca. La inundación renueva las tierras bajas con depósitos nuevos de sedimentos y material orgánico fresco, asimismo limpia las cienágas y pantanos, revitalizando estos ecosistemas con el influjo de nuevos organismos.

En el sistema fluvial las llanuras de inundación adyacentes a los ríos, que se colman con sedimentos de los desbordes, son en su mayoría de textura lodosa y arenosa. En la medida en que acontecen los desbordamientos, se edifican los diques naturales, los cuales en ocasiones son muy amplios y altos, siendo éstos los más representativos de la morfología acumulativa de las planicies de desborde. Cuando la inundación es extraordinaria o excepcional en magnitud, se depositan abundantes sedimentos a lo largo de los lechos de inundación del Coatzacoalcos; mientras que las temporadas donde dominaron bajos niveles de inundación apenas dejan depósitos a lo largo del curso bajo del río.

El conocimiento de los detalles de la red hidrológica es una de las informaciones más necesarias para el éxito de la subsistencia en el área (véase también Stark 1977). La cuidadosa observación de los niveles de agua interviene en la elección del lugar y la programación de la siembra, cosecha, pesca y pastoreo del ganado. Las actividades productivas y sus estrategias están íntimamente asociadas con unidades geomórficas, como son los diques, la disposición de las diversas llanuras de inundación (limitadas con las riberas bajas, altas y de inundación excepcional del río), cursos meándricos abandonados, abanicos de displayamiento, barras y bancos aluviales. Los diques del río son los más fértiles y la delgada película de sedimentos nuevos y ricos es acumulada periódicamente a lo largo de los cursos; éstos son importantes recursos para la agricultura, ya que anualmente se fertilizan y requieren una inversión mínima de trabajo antes de la siembra (Figura 1.3).

Durante cada estación de lluvias la inundación desborda los diques, creando una expresión fisiográfica semejante a un rosario de islas. De una temporada a la otra, o por más tiempo, estos puntos altos o islas son los últimos lugares en ser completamente inundados, por lo que sus cultivos pueden ser entre los últimos por ser cosechados, siendo un factor crítico en la programación de siembras en los diques donde las inunda-



*Figura 1.3. Vista del río Chiquito que muestra un abanico de desplazamiento.*

ciones frecuentemente destruyen los cultivos. Un importante cultivo comercial, como es el maíz tierno, debe ser cosechado temprano y puede ser sembrado con éxito en los diques, aunque aquí los lugares más seguros y mayor cotizados son esos puntos altos tipo isla. Cuando las aguas de la inundación alcanzan y comienzan a inundar los diques, algunos campesinos esperan hasta el último momento y cosechan el maíz tierno desde sus canoas.

Detrás de los diques, en la porción más baja de las llanuras de inundación, el sedimento es de textura arenosa y de fango, con menos material orgánico. A pesar de que estas tierras de propiedad privada son cultivadas usando monocultivos mejorados técnicamente, son menos codiciadas debido a su extrema desecación y rápida pérdida de fertilidad. Por ello, un propietario considera regresar a la tradicional técnica de siembra, con el uso de la coa, para contrarrestar los efectos de la desecación.

Las llanuras bajas de inundación son una importante fuente de recursos pesqueros, una actividad que es llevada a cabo aprovechando la recesión de los niveles altos de inundación, cuando los peces quedan atrapados en las cuencas de decantación de la planicie. Mientras las aguas retroceden, los peces que quedaron atrapados son recolectados con redes y son exportados a Texistepec y Acayucan para su venta. Los recursos pesqueros de los ríos y de los cuerpos de agua de los meandros abandonados son una gran fuente de proteínas, la cual es explotada todo el año. La importancia de los recursos pesqueros no debe ser subestimada, ya que con ellos pueden ser cubiertas las necesidades de proteínas de las grandes poblaciones del área. Otros recursos acuáticos como las tortugas también son cazadas y comercializadas.

Los constantes cambios del curso del río causan la formación de grandes bancos de arena en los meandros interiores y en los cortes de las curvas exteriores. Estos bancos de arena son recursos altamente cotizados por dos razones: la primera es el hecho de que estas tierras son consideradas "creadas" por el río y por lo tanto no tienen un propietario directo; uno de estos bancos de arena ahora cubre el sitio conocido como El Remolino (Stirling 1955, Coe y Diehl 1980) y representa aproximadamente 30 hectáreas de tierra nueva apropiada para cultivos comerciales. Las cercas de alambre de púas y el cultivo ininterrumpido son condiciones suficientes para establecer y mantener nuevos derechos de propiedad. Uno de los cultivos favoritos para sembrarse en este tipo de terreno es la sandía, la cual es altamente productiva en suelos arenosos. Sin embargo, los campesinos locales no exportan directamente este producto, ya que dependen de los intermediarios con transporte.

Otro interesante fenómeno que ocurre en las orillas del río es la utilización de los bordos o barras de meandro, una morfología acumulativa derivada de la sedimentación de la curva interna de los meandros debida a la migración lateral de éstos, producto del desplazamiento de la corriente del río hacia la curva externa del meandro; esto trae consigo una reducción de la velocidad y energía de flujo en la porción interna de la curva, soltando la carga de sedimentos al disminuir la capacidad de transporte y, por lo tanto, la acumulación de la carga de sedimentos. Todo un sistema de barras es claramente visible alrededor de Boca del Río, en la bifurcación de los ríos Chiquito y Coatzacoalcos; estas elevaciones están alineadas paralelamente unas con otras en la orilla del río. En las imágenes de fotografías aéreas y en los mapas topográficos se expresan a la manera de cordones entre los cuales aparecen enormes surcos. Cuando son cultivados, los cordones o barras elevadas adquieren la apariencia de un campo elevado; además, contienen mucha humedad y tienen la ventaja de que son una superficie que sobresale de los niveles bajos de inundación, por lo que la altura de las áreas sembradas también le da al campesino un margen adicional de tiempo para cosechar antes de la inundación mayor o total.

### GEOMORFOLOGÍA

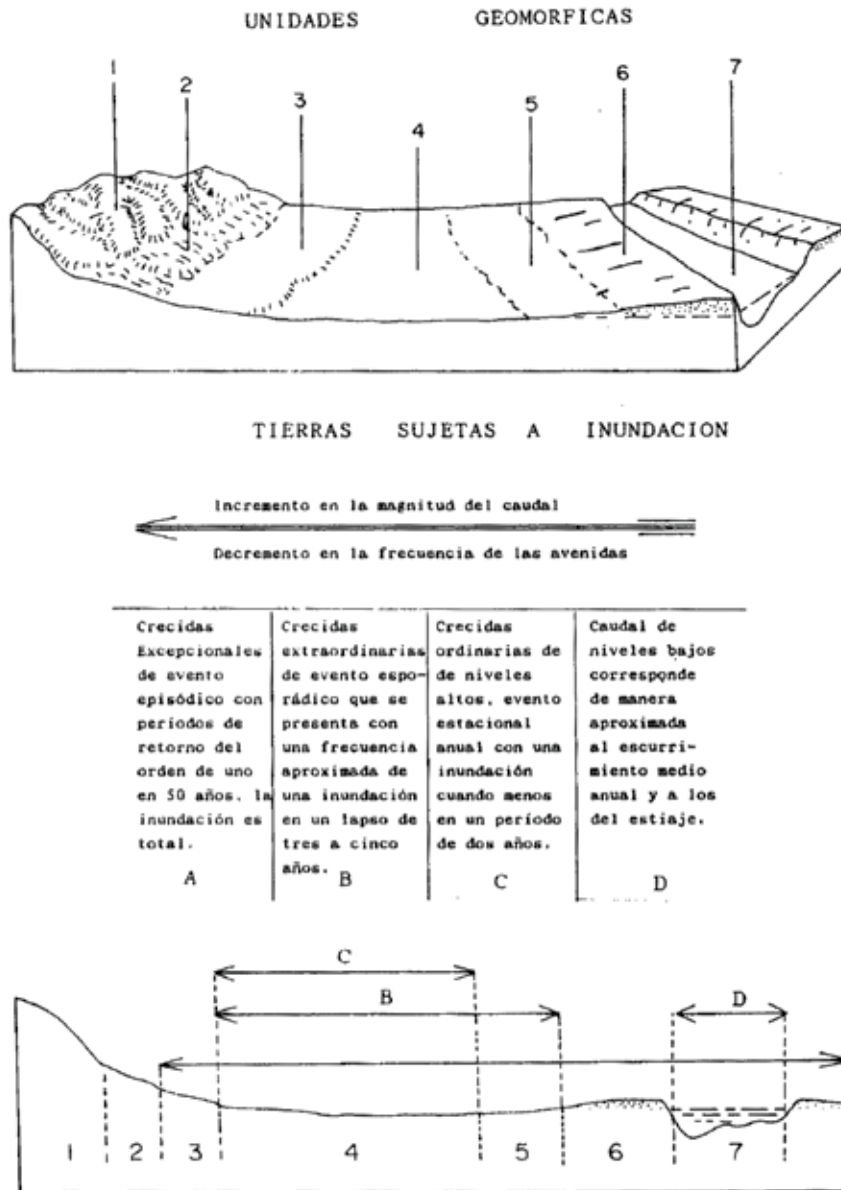
Nuestro análisis geomorfológico se fundamentó en un levantamiento generado a partir de imágenes aéreas, modelos digitales del terreno, interpretación topográfica y mapas de refracción sísmica. Además, se llevó a cabo una verificación de campo durante las temporadas de seca y lluvias, durante un periodo de cuatro años. Este estudio usó como punto de partida los antecedentes sobre la geomorfología fluvial de las llanuras aluviales y costeras de México, particularmente las investigaciones relacionadas con los cambios y modificaciones de las redes hidrográficas y trayectorias de los cursos fluviales (Zavala 1985, Ortiz 1979). El marco conceptual de este trabajo, derivado de los criterios fundamentales establecidos por Meyerinck (1970) y Verstappen (1964), se basa en un enfoque funcional con respecto al comportamiento morfodinámico de las llanuras fluviales; es decir, en el proceso de erosión y de acumulación sedimentaria causado por las variaciones de los cursos fluviales. La expresión del relieve es considerada como el resultado del modelo fluvial de las diferentes llanuras aluviales que están íntimamente relacionadas con las fluctuaciones de los diferentes ritmos de descarga.

En lo que respecta a los altos niveles de desborde de las llanuras aluviales pueden ser distinguidos dos umbrales. El primero de éstos corresponde a la fase de crecidas ordinarias con flujos a pleno bordo o de desborde que sobrepasa la altura de las riberas altas del lecho ordinario, inundando periódicamente a los diques y a la llanura de desborde, para reconocer y ocupar la porción deprimida del lecho de la llanura baja de inundación. El segundo y más alto umbral se desarrolla con crecidas extraordinarias que encrespan a las riberas altas e inundan completamente la llanura baja de inundación y la de desborde. Después de este proceso, en ciertos intervalos de espacio, puede ser identificada una angosta franja de tierra plana, como una banda de transición entre la llanura baja de inundación y las tierras altas. Esta área puede interpretarse como una llanura alta de inundación inusualmente activa con crecidas excepcionales y grandes periodos de retorno del orden de 50 años o aun más.

Es posible identificar siete unidades geomorfológicas: 1) la terraza erosiva-denudatoria; 2) la rampa acumulativa coluvial inundable; 3) la llanura alta de inundación; 4) la llanura baja de inundación; 5) la planicie de desborde; 6) los diques elevados, y 7) el lecho ordinario del río (Figura 1.4). De éstas, las últimas cinco están íntimamente ligadas a los lechos de inundación de la corriente del río Coatzacoalcos; mientras que las primeras dos unidades, por sus características, componentes naturales y edad, son de naturaleza distinta.

El origen geológico de la terraza erosiva-denudatoria indica que fue formada por el depósito de sedimentos del Mioceno y Plio-Cuaternario, acumulados en un ambiente de relativa baja energía, probablemente fluvio-lacustre o de ambiente costero marginal somero. Los afloramientos muestran secuencias verticales laminadas de estratificación graduada y series ordenadas por su textura, consistente en arenas, lentículas de arenas conglomeráticas, limos y finos, muchos de los cuales conservan una franca estructura tabular; sin embargo, horizontalmente los afloramientos muestran homogeneidad, por lo que no se observan cambios de facies laterales acentuados (Figura 1.5).

El comportamiento morfodinámico del relieve actual de las terrazas es erosivo-denudatorio, pues a pesar del escaso desnivel constante para todas las terrazas de unos 60 m de altura con respecto al nivel de base de erosión, éstas se encuentran totalmente desmembradas por una profusa red de valles erosivos y barrancos de poca profundidad que han disectado la antigua superficie de nivelación de la terraza; sin embargo, anteriormente los escurrimientos reconocían un antiguo nivel de base ubicado más arriba que el actual.



**Figura 1.4.** Las unidades geomórficas: 1) la terraza erosiva-denudatoria; 2) la rampa acumulativa coluvial inundable; 3) la llanura alta de inundación; 4) la llanura baja de inundación; 5) la planicie de desborde; 6) los diques elevados, y 7) el lecho ordinario del río.





*Figura 1.5.* Vista de la meseta de San Lorenzo desde la llanura aluvial al norte. El sitio se sitúa sobre una terraza erosiva-denudatoria.



*Figura 1.6.* Vista general de las riberas altas.

En contacto con la base de las terrazas se distingue otra unidad geomorfológica formada por la rampa acumulativa deluvio-coluvial, construida con sedimentos de reciente edad depositados en la porción terminal de los valles propicios a inundarse. La rampa se forma con la acumulación de los sedimentos producto de la disección de la terraza a través del corte erosivo de los valles.

Con respecto a las tierras bajas y su relación con el comportamiento del río Coatzacoalcos, es posible distinguir dos tipos de llanuras, según sea el nivel de inundación: alto o bajo. La llanura de inundación alta es evidente en ciertos trechos, está constituida por una estrecha franja de transición entre las tierras sujetas a la inundación y las tierras elevadas. A pesar de que carece de una expresión geomórfica definida, esta superficie nivelada responde a un proceso morfogenético de baja energía que sólo retoca el modelado a través de la denudación producida por el tirante de la inundación y la escorrentía difusa.

Con una fuerte influencia de la herencia morfogenética, las llanuras bajas de inundación están circundadas por el rastro de innumerables cavidades de cursos o lechos fluviales abandonados, entre los cuales se instalan las porciones más deprimidas de las llanuras; este relieve negativo se encuentra aislado por los diques naturales o riberas de montículos altos. Durante la inundación, éstas forman receptáculos tipo cuenca que actúan como ollas de decantación para los sedimentos más finos del sistema. Las llanuras bajas de inundación, al tener drenaje deficiente, tienden a estar ocupadas por pantanos estacionales y/o permanentes.

Por otro lado, las llanuras de desborde se distribuyen en forma paralela a los bordos de las principales corrientes; pueden ser reconocidas porque su distribución se limita a la transición de la franja que se localiza entre la acumulación de los bordos de los diques naturales y las barras de meandro de las planicies de inundación más bajas. Las llanuras de desborde se encharcan transitoriamente en las crecidas ordinarias, pero llegan a ser inundadas completamente con las avenidas de magnitud extraordinaria.

Las riberas altas que se encuentran entre las curvaturas de los meandros internos fueron formadas por la acumulación, tanto vertical como lateral, de sedimentos (Figura 1.6). Con la migración lateral y en dirección río abajo de las curvas meándricas se modifica la trayectoria de los cursos, pero, en su mudanza, deja tras de sí a los bordos de diques abandonados que surcan en gran número a las llanuras de inundación; por ello en las crecidas se expresan como un rosario de islas donde emergen los albardones más elevados de los diques naturales. Este elemento del

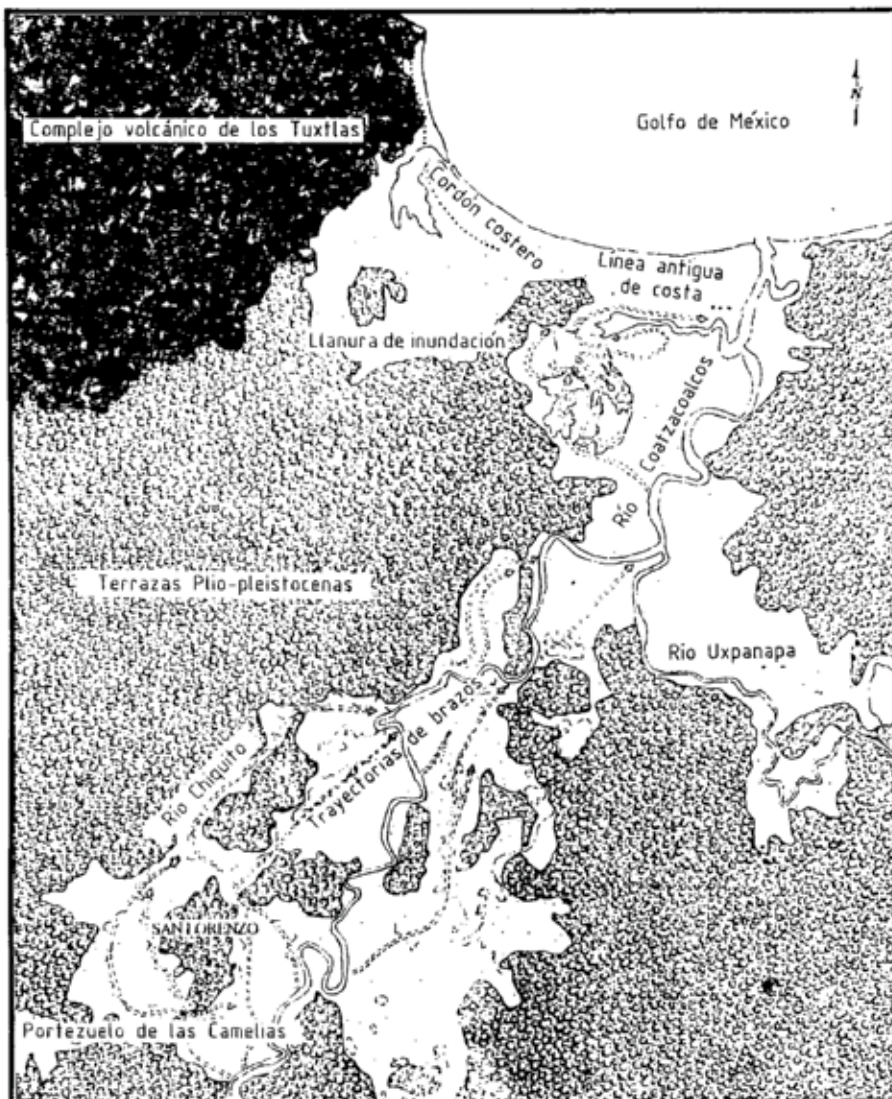


Figura 1.7. Los cursos fluviales del bajo río Coatzacoalcos.

relieve se encuentra ampliamente distribuido, su presencia está en todos los cursos de agua que han surcado las llanuras de inundación, indicando que los desbordes fueron un fenómeno común y frecuente en el pasado.

Las características morfológicas de los lechos ordinarios indican que, al igual que hoy, la inestabilidad en la trayectoria del curso fluvial es debida a fenómenos de socavación de las riberas externas y a la acumulación aluvial en la porción interna de la curva meándrica. La evidencia de inestabilidad es clara y bien definida tanto para el patrón meándrico del río Coatzacoalcos como para las llanuras de inundación adyacentes. Es posible reconstruir las antiguas trayectorias de los cursos fluviales que se derivaron de la división del escurrimiento en brazos distributarios (Figura 1.7). Los problemas de inestabilidad del curso se inician en la localidad ribereña de Peña Blanca, paraje localizado aproximadamente a 70 km río arriba sobre el Coatzacoalcos, sitio que se caracteriza porque el lecho fluvial es cortado transversalmente por una falla geológica, con el bloque hundido hacia el sector septentrional, es decir río abajo. De este modo, éste se abre en ramas divergentes, para después volver a unirse a la misma corriente del Coatzacoalcos decenas de kilómetros río abajo. Estos cambios y modificaciones de los patrones de la red hidrográfica plantean además el posible control estructural por parte de las intrusiones salinas (diápiros), cuyo ascenso propicia el levantamiento local del terreno y, en consecuencia, la formación de obstáculos naturales en la trayectoria del río Coatzacoalcos (Figura 1.8). Estos levantamientos constituyen un fenómeno que, de hecho, es una anomalía que acelera los cambios en trayectoria pronunciada.

Dos ejemplos de la anastomosis del río Coatzacoalcos son: primero, la isla Tacamichapa, formada al oeste por el río Chiquito y al este por el Coatzacoalcos y, segundo, el estero Tatagapa, el cual se separa de la antigua corriente principal en la localidad de Las Camelias, para reunirse con el río Chiquito al norte de Tenochtitlán. El Tatagapa, a pesar de ubicarse en una cuenca y llanura de inundación de naturaleza muy distinta, está intercomunicado con los lechos de inundación de la margen izquierda del Coatzacoalcos a través de la captura fluvial en el portezuelo de Las Camelias. Este paso es un rasgo originado como consecuencia de la erosión lateral de la terraza y el hundimiento por el desplazamiento de la falla de Peña Blanca, cuyo rumbo intersecta el paso de Las Camelias; además de la erosión diferencial en el contacto litológico con el domo salino de La Encantada por la porción occidental del paso en

cuestión. Los tres fenómenos por separado coincidieron para fusionarse en el portezuelo o paso de Las Camelias; este estrecho es el rasgo distintivo y clave para descifrar los cambios del sistema hidrográfico; en otras palabras, es el brazo del estero Tatagapa que reconoce al río Chiquito como la mayor modificación de curso distributivo del río Coatzacoalcos en la región.

Aparentemente, las condiciones hidrológicas del área bajo estudio han permanecido más o menos constantes hasta hoy, ya que los valores de sinuosidad y gradientes de los brazos distributivos son semejantes entre sí. Aun cuando se considerara que los cambios en la línea de costa pudieron influir en la pendiente del perfil longitudinal, éstos serían poco significativos, ya que proyectando la dirección del antiguo cordón costero, cartografiado por Coll (1970) en la barrera arenosa de la Laguna del Ostión, la desembocadura del río Coatzacoalcos sólo se acortaría por una longitud aproximada de 3.75 km, una distancia que fácilmente puede ser rebasada con la estrangulación de cualquier meandro del Coatzacoalcos.

Los cambios en la red hidrográfica han estado presentes desde tiempos remotos (Sürling 1955 y Coe y Diehl 1980 sospecharon lo mismo), hecho que se evidencia con la disección profusa de la mayoría de las terrazas más antiguas, como es la meseta de San Lorenzo. Todas estas terrazas perdieron terreno por la erosión lateral de la socavación fluvial, con el consecuente retroceso de los taludes frontales de las mesetas, acrecentando la extensión de los lechos de inundación a costa de la reducción de las mesetas. Sobre los lechos de inundación, con la acumulación de sedimentos, se reconoce un nuevo nivel base de transición, en donde los brazos distributivos funcionan como canales de alivio en el momento de la inundación. El control estructural debajo del área por parte de los diápiros fija ciertos límites a las trayectorias de los cursos. En un sentido geomorfológico, la trayectoria del río Coatzacoalcos ha variado poco pero, visto en la escala de la adaptación humana, las fluctuaciones dieron lugar a importantes cambios en el ambiente causando un gran impacto en la respuesta cultural.

#### LA ANTIGUA OCUPACIÓN HUMANA Y EL PAISAJE

La anterior reconstrucción geomorfológica junto con las observaciones arqueológicas de campo, las excavaciones y los recorridos sistemáticos de los asentamientos llevados a cabo por Lunagómez y Symonds



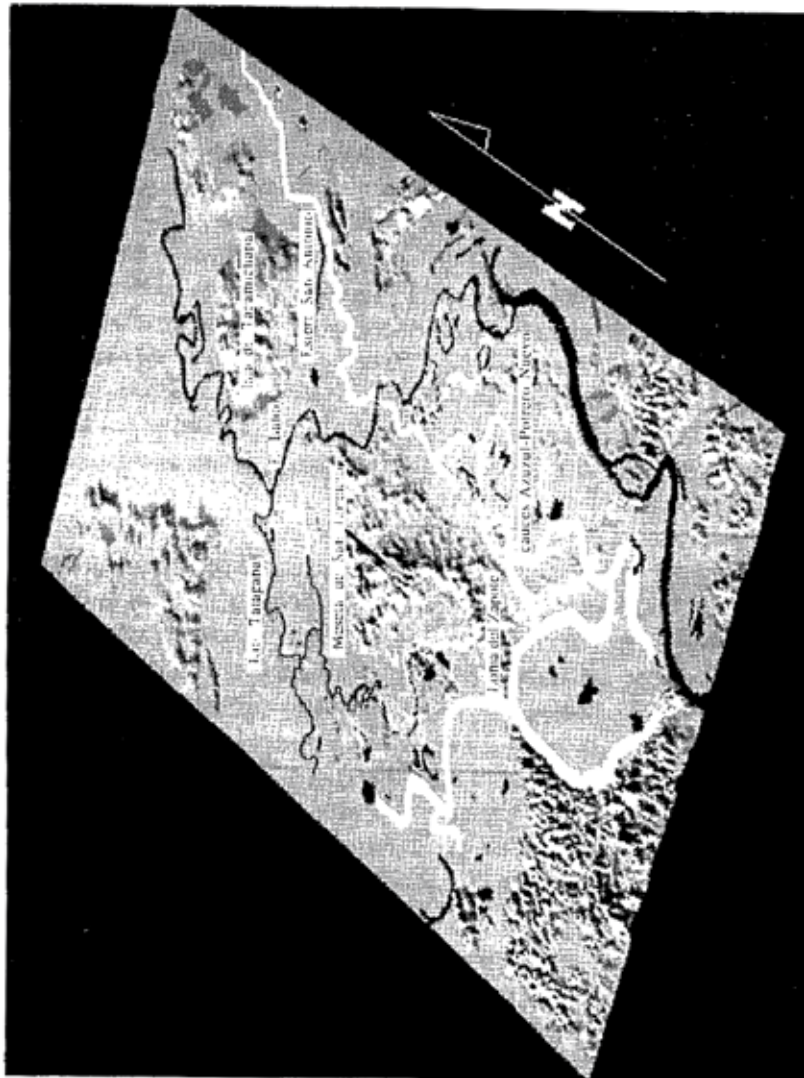
*Figura 1.8. Vista del cerro El Mixe, también llamado La Encantada, un diápiro.*

(Lunagómez 1993, 1995; Symonds 1993b, 1995; véase el capítulo 5) nos permitieron identificar los cauces activos durante el Preclásico, los cuales tienden a estar alineados con las antiguas comunidades, tanto grandes como pequeñas. Es importante mencionar que los procesos aluviales y coluviales obviamente sepultan, oscurecen y alteran las indicaciones de la superficie que usamos para definir la presencia de antiguos asentamientos; por lo tanto, al reconocerlos debemos examinar y evaluar el impacto de estos procesos.

El río Chiquito, como lo vemos ahora, posiblemente no existía en el Preclásico, sin embargo había dos cursos activos. Uno estaba compuesto por los esteros ahora conocidos como Calzadas-Tatagapa, que proyectaba su trayectoria a través del paso Las Camelias y corría a lo largo de la llanura de inundación occidental al oeste de San Lorenzo, una ruta probablemente navegable en tiempos antiguos. Los sitios de Loma del Zapote (Cyphers 1992c, 1994a) y Las Camelias (Symonds 1995) sirvieron como puntos de control a cada lado de esta importante ruta acuática en la confluencia de las dos ramas del río. Al norte de San Lorenzo los asentamientos estaban distribuidos linealmente a lo largo de un antiguo curso del Tatagapa (Figura 1.9).

Del brazo distributivo del curso Las Calzadas-Tatagapa se bifurca y se desprende otro brazo que discurre por la llanura de inundación oriental, al este de la localidad del paso de Las Camelias y de San Lorenzo. Por mucho tiempo el brazo en cuestión formó un curso entrelazado que corrió rumbo al norte, generalizado a lo largo de la orilla de las tierras elevadas. El trabajo de Lunagómez (1993, 1995) muestra un claro patrón lineal de sitios a lo largo de la localidad conocida como Arroyo del Gato, una sección específica de este antiguo curso. Este curso llamado Azuzul-Potrero Nuevo tenía conexión con el estero San Antonio, en las cercanías del moderno pueblo de Ixpuchapa. A lo largo del estero San Antonio, en la isla Tacamichapa, Symonds (1993a) también observó un patrón lineal de asentamientos.

En esta definición y fechamiento de la secuencia aluvial no sólo es importante la ubicación de los asentamientos prehispánicos, sino también la definición de la arquitectura relacionada con el transporte acuático, como la que se ha identificado en Loma del Zapote y posiblemente cerca del paso de Las Camelias (Cyphers 1992c; véase capítulo 4). Las calzadas o terraplenes son un tipo de arquitectura monumental en tierra; representan puntos especiales dentro de un sistema de transporte regional que comprende un conjunto de ríos, de arroyos estacionales, de pantanos y de esteros. Estos terraplenes se



*Figura 1.9.* El modelo digital generado con base en los planos topográficos y las fotografías aéreas señala los ríos actuales en negro y los antiguos cauces en blanco.



caracterizan por una orientación general este-oeste y son lo suficientemente altos para resistir y sobresalir de las aguas de la inundación.

El terraplén de El Azul, de aproximadamente 750 m de longitud y 60 m de anchura, se levanta 2 m arriba de los terrenos circundantes (Figura 1.10). Al oeste se conecta con las tierras bajas cercanas a un lomerío. Antiguamente, este terraplén prevenía la inundación que reconocía hacia el norte de esta localidad, pero en la actualidad la obra ha dejado de funcionar. Obviamente, los cambios de comportamiento responden al cambio de curso del antiguo río y a los procesos de sedimentación.

El terraplén de Potrero Nuevo, también parte del sitio arqueológico Loma del Zapote de aproximadamente 600 m de longitud y 75 m de anchura, se levanta 2 m sobre la superficie (Figura 1.11). Se desprende de las tierras altas proyectándose sobre la llanura de inundación, que se asocia con las márgenes del antiguo lecho fluvial conocido como el estero Azul-Potrero Nuevo; su edificación cumple la función de dique de contención y la de embarcadero o muelle. Cabe notar que la construcción aprovechó la morfología acumulativa de los bordos o diques naturales del brazo fluvial. Las áreas de excavación del terraplén revelan zonas de habitación del Preclásico. Los antiguos bancos de arena y gravilla, detectados en la excavación a lo largo del terraplén, muestran que el curso del río fluctuó muy poco debido al control estructural que ejerció el dique. Los habitantes de la fase Villa Alta del Postclásico también poblaron este lugar en fecha posterior y, curiosamente, fueron los primeros en construir arquitectura de montículos bajos; estas construcciones no parecen obedecer a ningún esquema planeado, por lo que, de hecho, pudieron ser hechas deliberadamente para quedar a salvo de las inundaciones mayores.

En la región pueden continuar apareciendo más evidencias de este tipo de arquitectura, según se registra en algunos rasgos tentativamente identificados como tales cerca de Las Camelias. Al norte del portezuelo de Las Camelias existen varias lomas en forma de U; éstas tienen la apariencia de muelles protegidos, localizándose en un punto estratégico de comunicación fluvial obligado, a partir del cual se dividen brazos distributarios que circundan a toda la meseta de San Lorenzo.

Las excavaciones en el *hinterland* revelan depósitos de las ocupaciones humanas antiguas, y los sedimentos que las cubren indican los tipos de procesos que intervinieron en esos periodos. La condición de estos depósitos es una importante fuente de información que ayuda a definir



*Figura 1.10. Vista del terraplén de Loma del Zapote junto al antiguo cauce, ahora llamado el estero El Azuzul.*

las condiciones ambientales de cada localidad. Las excavaciones llevadas a cabo en la proximidad de los antiguos cauces revelaron información interesante, aunque incompleta, relacionada con la geomorfología del pasado. Actualmente se están llevando a cabo los análisis de polen y fitolitos de estas áreas, los cuales podrán dar nuevas pistas.

Las antiguas superficies halladas en las excavaciones indican que el perfil longitudinal de los ríos fue más profundo en el Preclásico que ahora. Estos antiguos cursos actualmente están colmados de sedimentos y con un elevado nivel basal del lecho; por ejemplo, cerca del estero del Azulul, en el sitio de Loma del Zapote, ubicado entre los terrenos altos y el antiguo curso del estero, fueron explorados los depósitos del Preclásico a un nivel de 1.5 metros debajo de la superficie. En este lugar el terraplén bloqueó las aguas de las crecidas y aún ahora las inhibe hasta cierto límite, a pesar de que la deposición reciente del aluvión y el elevado nivel de los lechos obstaculizan el buen drenaje y facilitan el desbordamiento.

Otro caso se encuentra en la orilla norte del río Chiquito, frente al asentamiento moderno de El Bajío, en una antigua ocupación que se encuentra a 2 m debajo de la superficie, similar a la hallada en El Remolino, un lugar ya explorado anteriormente (Stirling 1955, Coe y Diehl 1980). La exposición actual de estos depósitos arqueológicos se debe al corte erosivo del nuevo curso del río Chiquito (Figura 1.12). En el Preclásico, el sitio de El Bajío estaba más cercano a la confluencia de los cursos fluviales, pero probablemente la abundante acreción acumulativa de sedimentos desvió y permitió la migración del punto de confluencia. La sedimentación asociada con los cambios del curso sepultaron este sitio, el cual no muestra ninguna clase de indicios o rasgos en la superficie del terreno.

Otra área explorada arqueológicamente es un montículo de baja altura ubicado al norte de San Lorenzo, en la llanura aluvial comprendida entre los cursos del Tatagapa y Chiquito, al poniente de Tenochtitlán (Figura 1.13). Las excavaciones no sólo revelan una actividad especializada y probablemente estacional durante el Preclásico, sino también la presencia de por lo menos un metro de sedimentos aluviales finos que coronan la cima del pequeño montículo o "isla".

Otro ejemplo es la comunidad de Potrero Nuevo, localizada en el antiguo terraplén anteriormente mencionado, donde las excavaciones demuestran la existencia de ocupación preclásica a partir de un metro debajo de la superficie; los estratos presentan evidencia de inundación estacional y acumulación de sedimentos. Hay que recordar que la cons-



*Figura 1.11. Vista del terrapién de Potrero Nuevo con el antiguo cauce altamente sedimentado.*

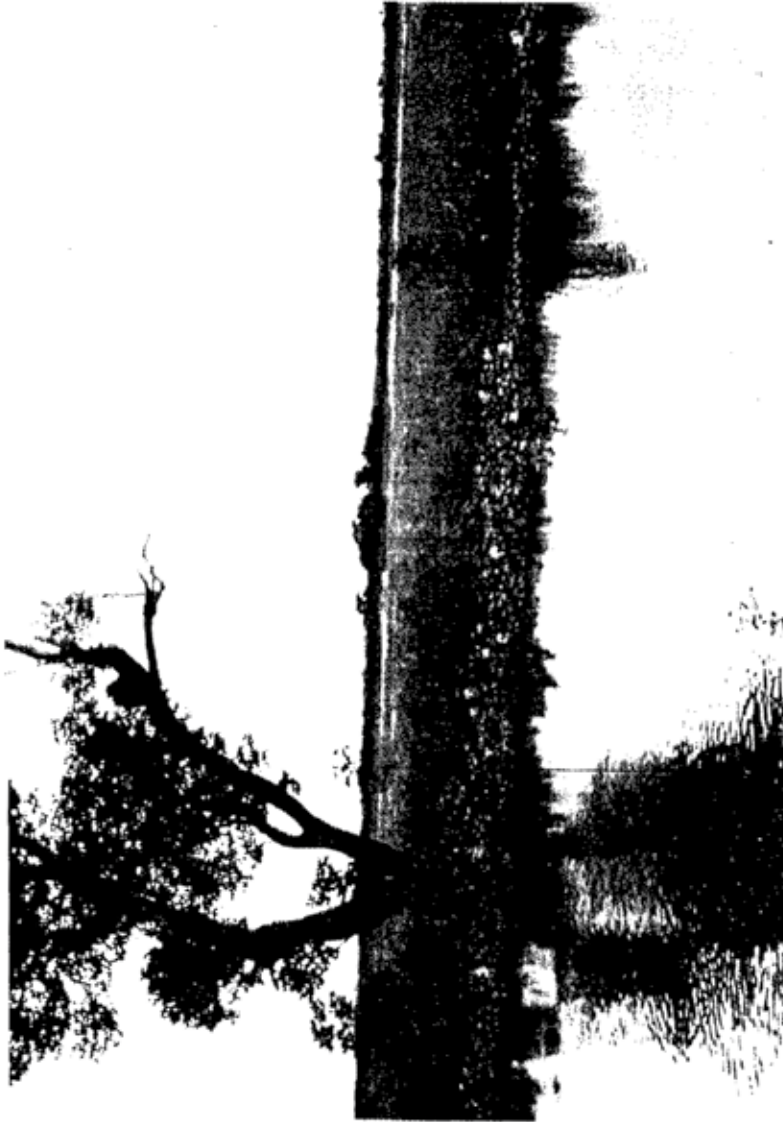


Figura 1.13. Los bajos montículos ubicados al norte de San Lorenzo en la llanura baja de inundación se convierten en islas durante las inundaciones.

trucción artificial de la estructura del terraplén se fincó con el propósito de servir de dique de contención y de muelle. La excavación de una antigua playa enterrada se caracterizó por presentar arenas y gravas, una manifestación muy diferente de las playas arenosas y lodosas hoy presentes a lo largo del río Chiquito. El origen de estas gravas, evidenciadas por el tamaño y el grado de madurez textural en fragmentos angulares y subangulares, prueba claramente que la fuente de dichos sedimentos se deriva de los cortes erosivos de las terrazas. El río Chiquito ya no transporta este material, probablemente porque los levantamientos locales del terreno y los consecuentes cambios de cursos han alterado las condiciones de la capacidad de carga y competencia para transportar clastos de calibre grueso. La posibilidad de que el río haya tenido una pendiente más pronunciada en el pasado ha sido considerada, pero tal situación no es congruente con el análisis de la sinuosidad meándrica de los cursos abandonados o paleocauces recientes, tampoco con la estimación de los gradientes de las antiguas trayectorias, ni reconstruyendo la posición de la antigua línea de costa tierra adentro. El material arqueológico redepositado en esta antigua playa data del 1500-1200 aC, lo cual indica que los cortes del río arriba de los depósitos originales o primarios son contemporáneos o posteriores a esa época. La ocupación inicial del Preclásico Medio ocurre arriba de la playa, pero, después de eso, un largo periodo de abandono precede al asentamiento en el terraplén durante la fase Villa Alta.

Actualmente, la gran cantidad de sedimentos cargados por el río Coatzacoalcos y sus tributarios es depositada en las áreas bajas, muchas de las cuales son remanentes de antiguos lechos fluviales. La continua actividad de las estructuras salinas en ascenso, la sedimentación y los hundimientos en la llanura baja del río Coatzacoalcos complican el arreglo de la red de drenaje superficial, cuando estacionalmente la inundación y el escurrimiento reconocen temporalmente o de manera efímera hacia los antiguos lechos y cursos fluviales.

Los rápidos cambios de curso en brazos distributarios es consecuencia del ascenso rápido de domos salinos o "diápiros", cuyo levantamiento local origina que la corriente se divida rodeando a la estructura de relieve positivo con un patrón de configuración anular. Un caso concreto es la gran isla Tacamichapa, que no solamente ciega la vía fluvial del río San Antonio, ya que bifurca al Coatzacoalcos, desprendiéndose el brazo conocido como río Chiquito. Al igual que Coe y Diehl (1980), nosotros sospechamos que la meseta de San Lorenzo puede ocultar en el subsuelo una estructura salina, como otros puntos altos en la región, caso de La Encantada (El Mixe), la isla Tacamichapa y El Manatí (Márquez *et al.*

1964, Cyphers 1992c). Los depósitos hallados en las excavaciones de la meseta indican que pudo ser una isla semejante a la de La Venta (Cyphers 1990), un sitio olmeca posterior.

### OBSERVACIONES

La secuencia de los cambios aluviales presentados aquí ha sido correlacionada con la evidencia arqueológica, con el fin de mostrar que las tierras elevadas desde Tenochtitlán hasta Loma del Zapote, incluido San Lorenzo, estuvieron circunscritas durante el periodo Preclásico Inferior por dos cursos fluviales navegables. Los sitios arqueológicos importantes estuvieron situados estratégicamente en las confluencias, y los terraplenes íntimamente relacionados con la transportación acuática se concentran en el lado oriental. Durante el periodo Preclásico, a lo largo de los cursos había numerosos asentamientos, uno tras otro. Los levantamientos del terreno propiciaron la inestabilidad de la trayectoria, derivando el curso occidental del Tatagapa y el Azuzul-Potrero Nuevo al oriente, mientras que los domos salinos de la isla Tacamichapa dividieron el Coatzacoalcos y dieron lugar al brazo del río Chiquito. Con el tiempo, el incremento de la distancia entre los antiguos asentamientos y los ríos pudieron afectar el transporte, la subsistencia y las actividades comerciales.

El panorama natural y humano presentado aquí es aún incompleto, a pesar de los significativos avances hechos en la reconstrucción de las secuencias del desarrollo geomorfológico. El proceso de modelado del relieve, tanto en los tiempos antiguos como en los modernos, ha creado una región con pocas modificaciones repentinas y masivas. Sin embargo, los lentos pero persistentes procesos de sedimentación, erosión, levantamiento y hundimiento han afectado claramente las condiciones locales existentes alrededor de San Lorenzo. Eventualmente, los cambios en los cursos del río Coatzacoalcos, tanto en trayectoria como en gradiente, pudieron estar relacionados con fenómenos más amplios, incluida la variación del nivel del mar. El problema sobre las fluctuaciones del nivel del mar ha sido abordado por Hammond (1976), quien ha sugerido que la transgresión del mar cerca del 1000 aC redujo significativamente el tamaño de la planicie costera. La cuestión de las fluctuaciones del nivel del mar en esta región es crítica para la arqueología olmeca, por lo que no puede ser resuelta fácilmente, ya que los procesos

geomórficos que pudieran realizarse en un medio sedimentario como éste son complicados por los efectos fortuitos de los hundimientos de la cuenca salina y los levantamientos de los domos. La evidencia que en el futuro aportarán los estudios palinológicos que se están llevando a cabo nos darán nuevos elementos de análisis e indicadores relacionados con el medio ambiente.



# Escenarios de vulnerabilidad por ascenso del nivel del mar en la costa mexicana del Golfo de México y el Mar Caribe

Mario Arturo Ortiz Pérez\*  
Ana Patricia Méndez Linares\*

Recibido: 18 de febrero de 1998  
Aceptado en versión final: 22 de enero de 1999

**Resumen.** Mediante la caracterización geomorfológica del litoral se identifican áreas vulnerables a las variaciones del nivel del mar. A partir de esta zonificación se estimaron las áreas de impacto por inundación sobre el nivel del mar a 1 y 2 m. Se obtuvo como resultado el mapeo de distribución del fenómeno de impacto, con la utilización de modelos digitales del terreno.

**Palabras clave:** Vulnerabilidad, humedales, ascenso del nivel del mar, cambio climático.

**Abstract:** Vulnerable zones to sea level changes were identified using geomorphological analysis. Through this zoning, areas of flood impact, 1 and 2 m above sea level, were estimated. A map of impact distribution was obtained using digital terrain models.

**Key words:** Vulnerability, wetlands, sea level rise, climate change.

## INTRODUCCIÓN

Recientemente se ha advertido que las modificaciones globales de las condiciones naturales pueden generar cambios severos en los diferentes tipos de ecosistemas (ITESM-Guaymas, 1993).

El cambio climático global, y en particular el impacto de las actividades humanas en el ambiente biogeográfico de la Tierra, es de gran importancia ecológica y socioeconómica. Un grupo de 29 expertos (Task Team on the Impact of Expected Climate Change on Mangroves) designados por la Comisión Oceanográfica Intergubernamental y Aspectos Marinos Relacionados (COMAR), conjuntamente con el Programa Ambiental de Naciones Unidas (UNEP), refieren las condiciones del cambio climático en el Golfo de México y el Mar Caribe con un aumento en la temperatura de 1.5 °C y un incremento en el nivel del mar de 20 cm, para el año 2025 (Maul, 1993).

Desde 1985 se han debatido las proyecciones a futuro en la literatura científica. En un consenso cien-

tífico, UNEP y WMO co-patrocinados por el Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) estimaron para el año 2100, que el aumento del nivel del mar podría ser de 50 a 100 cm. La conclusión de la Segunda Conferencia de Cambio Climático Global, Genova, 1990, fue predecir que un aumento en la temperatura de 2 a 5 °C, para finales del próximo siglo, traería como consecuencia un aumento en el nivel del mar de 65 ± 35 cm. Estas declaraciones no son contradictorias, sin embargo, este fenómeno continúa siendo debatido (Maul, 1993).

En los registros realizados por Hanson y Maul (1985), citados por Maul (1993), se encontró que el nivel del mar aumenta en promedio alrededor de 0.36 cm/año (± 0.25 cm/año), pero debido a la compleja actividad tectónica, la subsidencia y la extracción de petróleo, los valores fluctúan de + 1.0 cm/año en Texas a - 0.3 cm/año en México.

La Academia Nacional de Ciencias (NAS) concluye que, debido al efecto de invernadero provocado por las concentraciones de CO<sub>2</sub> y otros gases, hay un

\* Instituto de Geografía, UNAM, Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04510, México, D.F. e-mail: maop@igiris.igeograf.unam.mx

aumento de la temperatura que podría ser de entre 1.5 y 4.5 °C (Charney *et al.*, 1979; Smagorinsky, 1982, citados por Titus, 1987). Con un incremento global de temperatura de pocos grados se esperaría un aumento en el nivel del mar (Mercer, 1970; Gornitz *et al.*, 1982, citados por Titus, 1987). El resultado de la expansión del agua de mar podría aumentar el nivel de 30 a 50 cm en el próximo siglo (Revelle, 1983, citado por Titus, 1987).

Desde 1983, tres reportes independientes han estimado el futuro del ascenso del nivel del mar. En el reporte de NAS, Revelle (1983; citado por Titus, 1987) estima que el aumento del nivel del mar podría ser de 70 cm para el año 2080, sin considerar el impacto en la Antártida. En el reporte hecho por la Environmental Protection Agency (EPA), titulado *Projecting Future Sea Level Rise*, (Hoffman *et al.*, 1983; citado por Titus, 1987) estimaron el futuro del nivel del mar en dos escenarios de 26 a 39 cm para el año 2025 y de 91 a 136 para el 2075. Sin embargo, ellos también concluyen que el aumento puede ser tan grande como 211 cm, o tan pequeño como 38 cm para el 2075. En 1985 la NAS estimó que los glaciares pueden contribuir entre 20 y 60 cm, pero sin considerar la estimación de Revell sobre la expansión termal (Gornitz *et al.*, citados por Titus, 1987).

Una de las consecuencias esperadas por el aumento del nivel del mar es la pérdida de humedales (Titus, 1985, citado por Titus, 1987), incrementándose el nivel de inundación en algunas áreas y decreciendo en otras. Por otro lado, la pérdida de humedales podría remover una importante barrera natural contra tormentas (Gagliano *et al.*, 1981, citado por Titus, 1987).

Considerando estas proyecciones y teniendo en cuenta los variados efectos derivados del impacto del cambio global, fue prioridad reconocer los elementos fisiográficos de la costa del Golfo de México, con lo cual se identificaron las tierras bajas susceptibles o vulnerables al ascenso del nivel del mar; con ello se estimó la potencialidad de sus efectos, de acuerdo con sus características geomorfológicas, hidrológicas y algunas de sus implicaciones ecológicas.

## ANTECEDENTES

Debido a que la mayoría de las costas del Golfo de México y el Mar Caribe son costas bajas arenosas con extensos humedales adyacentes, éstas se disponen a menos de 1 msnm, con lo que tal franja de distribución marginal es directamente afectada por estas variaciones.

Actualmente, la migración o transgresión marina se lleva a cabo sobre ciertos tramos de costa con humedales, marismas, llanuras deltaicas, ciénegas, manglares y lagunas conectadas al mar, y aun las aisladas por las islas de barrera, puesto que tienen comunicación por capilaridad o intrusiones salinas (Ortiz, 1988, citado por Ortiz y Espinosa, 1991).

Uno de los efectos del ascenso del nivel del mar sobre las costas es el comportamiento transgresivo del espacio litoral (avance de la línea de costa en dirección tierra adentro). Esta migración se refleja de tres maneras: a) la inundación de la planicie, b) la intrusión de la cuña salina a través de bocas y esteros, y c) la erosión de la línea de costa (Wayne *et al.*, 1993). Con las inundaciones de tierras bajas adyacentes a los esteros, lagunas costeras, marismas y pantanos, se crea una consecuente expansión espacial de los embalses y avance de las planicies de inundación, provocando una modificación espacial de los ecotones con impacto ecológico por el reemplazo del hábitat original y la migración de condiciones ambientales a través de series sucesionales correspondientes a ambientes con mayor influencia marina. El impacto de la cuña salina incluye la salinización del agua y los suelos en las tierras bajas, y cambios drásticos en la estructura de los ecotones de la vegetación de los pantanos (Zavala, 1988). La erosión determina el retroceso y la modificación de la línea de la costa, a causa de la destrucción de tierras del litoral y la generación de nuevas entradas o vías de agua marina (Ortiz, 1992).

## MATERIALES Y MÉTODO

Se llevó a cabo el reconocimiento geomorfológico del tipo de costas mediante la identificación de los componentes naturales y el arreglo de su

distribución fisiográfica, en función de la distancia al mar y de entradas marinas, mediante la utilización de fotografías aéreas del INEGI, con cobertura de todo el litoral del Golfo de México. Del arreglo, disposición y geometría de los límites o contactos entre las unidades geomórficas, se descifró la morfología de los contornos de transición, y el efecto de borde por mecanismos de inundación, salinización de tierras y aguas, y los procesos de acumulación sedimentaria o de erosión que marcan y señalan la dirección del proceso o impacto y, con ello, el sentido de la migración o expansión de los límites de la zonificación correspondiente. En contraparte, se situaron aquellos límites que señalan la diferente naturaleza de las unidades territoriales a través del cambio brusco en las relaciones de contacto y que denotan mayor permanencia y estabilidad.

Se analizaron particularmente la costa de Tabasco y ciertos sectores de la península de Yucatán; en el caso de la costa central, como en Veracruz, ésta se cubrió en repetidas ocasiones con distintas fechas de vuelo, algunos juegos datan de 1943, otros más recientes son los de los años ochenta y principios de los noventa. En Campeche y Quintana Roo se aprovecharon los levantamientos videográficos y de fotografía digital de vuelo bajo con resolución a 1 m, que cubren aproximadamente las tres cuartas partes de la longitud total de la línea de costa del Mar Caribe, realizados en 1997 por el Instituto de Geografía de la UNAM.

Se zonificaron las franjas ambientales (hidroséries) comprendidas a lo largo del gradiente de interfase tierra/mar, es decir, la franja infralitoral y las del cinturón perimareal o zona supralitoral, y se confrontaron los niveles de zonalidad costera con la permanencia de la inundación deducida por el tipo de vegetación de los humedales y los datos de campo.

Se proyectaron estos niveles (1 y 2 m) de manera aproximada, para conocer el arreglo de distribución espacial o configuración tentativa de las áreas de peligrosidad, con el fin de estimar cuáles son las localidades o tramos costeros de mayor fragilidad por donde penetrará la inundación, lo que permitió

evaluar la magnitud de su extensión. Se obtuvieron como resultado los mapas hipsométricos que se generaron a partir de los métodos digitales de elevación de INEGI, que consisten en una red de puntos altimétricos dispuestos en una malla o caneavá con bases equidistantes a cada 90 m. Con la altitud conocida de estos puntos georreferenciados se procedió a una interpolación de los valores y se generó el modelo del terreno aproximado, con curvas de nivel a cada metro. Esta información se sobrepuso y relacionó con las unidades geomórficas de las tierras bajas de la costa.

Los mapas finales se procesaron y editaron en un sistema de información geográfica (ARC/INFO). Posteriormente, para los escenarios vulnerables, se cuantificaron las áreas susceptibles de inundación, midiendo y teniendo como referencia los diversos niveles de inundación, con la sobreposición o cruce, considerando también sus respectivas áreas, así como la distancia máxima que alcanzó el avance marino tierra adentro.

El trabajo se complementó con verificaciones en campo a lo largo de tramos seleccionados del litoral; asimismo, fueron fundamentales los registros de trabajos previos hechos dentro de esta misma línea de investigación (Ortiz, 1988, 1991, 1992, 1994; Ortiz y Méndez, 1995; Hernández y Ortiz, 1995; Ortiz y Benítez, 1996).

## RESULTADOS

### Escenarios de vulnerabilidad

Con los elementos de análisis se obtuvieron los términos de referencia utilizados en la zonificación de costas de tipo transgresivo y de tipo regresivo, detectando de este modo cinco regiones críticas o vulnerables (Figura 1). Tres se relacionan con las cuencas geológicas marginales de los grandes sistemas deltaicos de los ríos Bravo o Grande, Papaloapan y el complejo deltaico del Grijalva-Mezcalapa-Usumacinta; en todos hay claras evidencias de hundimiento en la costa por subsidencia de las cuencas. Las otras dos áreas que se sitúan en la Península de Yucatán, corresponden a plataformas calcáreas con problemas estructurales de tectónica de hundimiento



Figura 1. Localización de las cinco zonas susceptibles o vulnerables al ascenso o descenso del nivel del mar.

asociadas a disolución cárstica y con comportamiento geohidrológico.

Desde un punto de vista más general, el basamento del Golfo de México es una cuenca geológica amplia formada por la fosa de Sigsbee, la cual a su vez está circundada por la plataforma continental rodeada en su margen occidental por una serie de cuencas marginales deltaicas, en la mayoría de las cuales hay evidencias de hundimiento.

### I. Llanura deltaica del río Bravo

Entre los fenómenos o procesos naturales sobresalientes que impactan la zona costera cabe distinguir los que ocurren en el amplio sistema lagunar de la Laguna Madre, que se extiende a lo largo de más de 200 km. Sobre la superficie del embalse, la marea de

viento es de tal importancia, que sobreeleva el nivel del agua entre los 0.30 y 1.20 m principalmente, recluida en el sector sur de la laguna, cuando los vientos predominan del norte, y por tanto, se abate el tirante de agua en el sector septentrional a menos de 0.8 m. Con vientos del sur-sureste las condiciones se invierten, llegando a abatirse alrededor de 1.00 m en el sector sur y elevándose 0.6 m en la porción septentrional (CIFSA, 1967). Sin embargo, el impacto de la inundación no es notoria debido a que las márgenes están bordeadas por cordones y dunas que se elevan de inmediato por arriba de 1 o 2 m, constituyendo barreras de amortiguamiento que minimizan la influencia de las variaciones del nivel del mar que se oponen al avance transgresivo. La exposición de la llanura y laguna litoral a la marea de vientos en la hidrodinámica de la laguna y sus áreas circundantes, deja al fenómeno de subsidencia<sup>1</sup> como un proceso accesorio. El

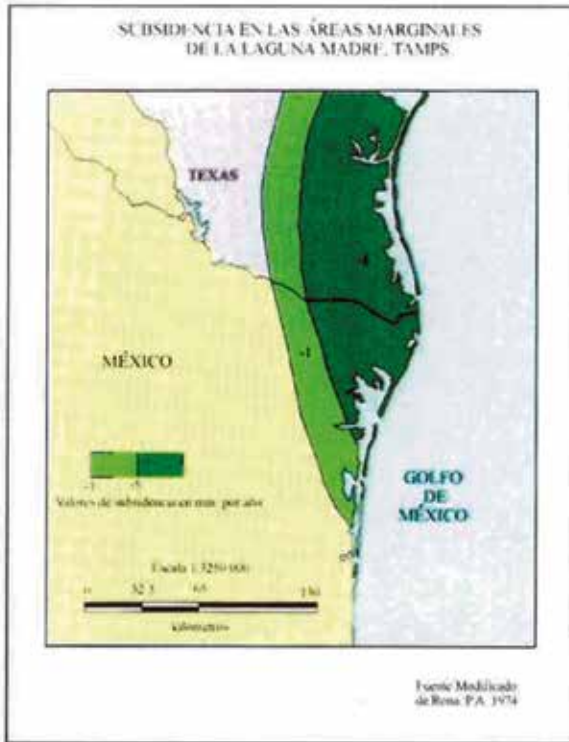


Figura 2. Modelo de Rona (1974), en donde se expresan los valores de subsidencia por año.

hundimiento de esta parte de la margen continental es del orden de 5 mm para el ápice del delta, y disminuye a 1 mm en las inmediaciones de la desembocadura del río Soto La Marina (Rona, 1974; Figura 2).

Por otra parte, el fenómeno de subsidencia se ve contrarrestado debido al azolve impuesto por los abanicos de desplajamiento "washover fans" (Figura 3), muy frecuentes en las islas de barrera, al erosionar el cordón de dunas y depositar los sedimentos en la cuenca lagunar, pues sobre el lecho hay sedimentos de procedencia eólica (Yañez y Schlaepfer, 1968); de esta forma se identifica a las islas de barrera como el sistema costero más frágil, debido a la alta inestabilidad de la barrera.

En la época de secas, la deflación es un fenómeno común que activa y dismantela dunas y cordones arenosos que se distribuyen casi a todo lo largo y an-



Figura 3. Detalle de abanicos de desplajamiento con procesos de acumulación en el interior del cuerpo lagunar de la porción central de la barrera de la Laguna Madre, Tamaulipas (agosto, 1982, INEGI).

cho de la franja marginal costera, siendo más abundantes en la porción septentrional para luego disminuir sensiblemente en el sector meridional de la costa. La deflación adquiere dimensiones de calamidad, cuando las llanuras de inundación o blanquiales permanecen secas, lo que origina tolveneras que invaden pastos o tierras cultivables ensalitrándolas.

A todo ello hay que agregar un abundante acarreo de sedimentos playeros que provienen de más al norte, en el sistema de islas barrera de la Laguna Madre de Texas y del delta del Bravo; tal acreción induce al cierre de bocas de las islas de barrera, las cuales sólo se han abierto con las tormentas ciclónicas, y nunca por el lado de la laguna, de ahí que sea probable intuir que hay un dominio del flujo de marea sobre el reflujo de bajamar, lo que contribuye al efecto de cierre de bocas por la acumulación de los deltas interiores (Figura 4). Todos estos elementos en su conjunto abaten el problema de la inundación, el retroceso de la línea de costa y la velocidad de hundimiento rápido, pero crean problemas de sedimentación rápida en las aguas interiores.

El efecto colateral de la subsidencia es la modificación en las trayectorias del escurrimiento superficial que reconoce a la Laguna Madre tal es el caso del río San Fernando que es el curso más importante de la laguna en cuestión; su curso fluvial antiguamente reconocía hacia la Bahía de Catán en la porción meridional de la laguna, pero como se sabe, el hundi-

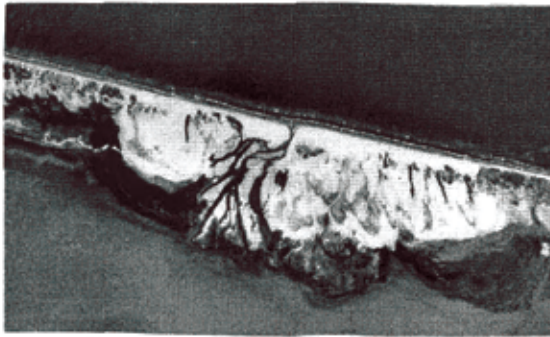


Figura 4. Vista aérea de los rastros de cercenaduras en la barrera que dejan las mareas de tormenta, para volver a incidir en la apertura de la barra con procesos de erosión y acumulación, debido a que son sitios propicios y frágiles para el desarrollo de este fenómeno. Sector central de la isla barrera de la Laguna Madre, Tamaulipas (agosto, 1982, INEGI).

miento es más rápido en el ápice del delta, por tanto, la corriente migró reconociendo hacia el nuevo nivel base, fenómeno que queda grabado en la fisiografía formando en la trayectoria del curso fluvial un codo de captura por el cambio de dirección y el paleocauce del curso original (Hernández y Ortiz, 1995).

Como relictos de los cambios del paisaje se evidencian antiguos campos de dunas inundados, debido a que ahora forman parte del vaso natural de la laguna, y que se identifican por un sinnúmero de dunas consolidadas que asoman a manera de numerosas isletas con una morfología de configuración ondulada; todas estas observaciones son claras evidencias que indican la migración de las riberas tierra adentro, probablemente relacionadas con la subsidencia.

## II. Laguna de Alvarado y curso bajo del río Papaloapan, Veracruz

Merecen un apartado de caso las tierras bajas de la Laguna de Alvarado y el curso bajo del río Papaloapan, en el estado de Veracruz, toda vez que constituyen las zonas de mayor fragilidad y riesgo potencial del litoral centro-occidental del Golfo. Esta región se expresa en el relieve como una planicie fluvio-deltaica cuyos brazos deltaicos distributarios emergen sobre el nivel de tierras bajas de inunda-

ción y de pantanos de inundación permanente. Desde el punto de vista geológico, consiste en una cuenca geológica marginal con un espesor de sedimentos del orden de 700 m (Lozano, 1955), que sufrió procesos de hundimientos sucesivos durante el Cenozoico y eventos de transgresiones marinas de cobertura continental (Viniegra, 1992).

El Papaloapan es uno de los ríos de mayor escurrimiento del país, de régimen perenne, pero caracterizado por fuertes variaciones en sus volúmenes de descarga, con intensas avenidas de verano generadas por perturbaciones ciclónicas, que provocan extensas inundaciones a lo largo de su cauce y principalmente en las zonas bajas.

Proyectando los escenarios de riesgo hasta el nivel de los 2 m de altura, la configuración de la zona vulnerable forma un amplio enbahiamento que puede ser visualizado en la figura 5. De esta forma, la zona de intermareas infralitoral está representada por 400 km<sup>2</sup> con vegetación de manglar y pantanos que se extienden por una superficie de 740 km<sup>2</sup>.

Si se considera que el sistema lagunar de Alvarado y del río Papaloapan comprende un área de 1 183.3 km<sup>2</sup> y la extensión que cubre la zona de inundación es de aproximadamente 1 074 km<sup>2</sup>, al obtener el cálculo del área de inundación establecida a 1 m de altura sobre el nivel del mar, se encuentra que ésta queda cubierta en un 84% por la zona intermareal, es decir, donde tienen lugar las más importantes variaciones del nivel del mar. Este nivel de inundación se sitúa hasta 47.5 km tierra adentro sobre las tierras bajas. El siguiente nivel de inundación corresponde al nivel de 2 m de altura; en términos del área afectada se extendería por una superficie de 168 km<sup>2</sup> que corresponde a 16% de la superficie total (Figura 6).

Con seguridad, el mayor riesgo se deriva de las afectaciones a la población, principalmente concentrada en los dos núcleos urbanos, las ciudades de Alvarado y Tlacotalpan, con 56 307 y 23 049 habitantes, respectivamente; según datos del censo estatal de 1986, la población estimada para el año 2000, y de manera respectiva, será de 79 757 y de 32 260 habitantes, si se considera una tasa anual de crecimiento de 3.3%.



| Niveles de inundación (msnm) | Área (km <sup>2</sup> ) | %    |
|------------------------------|-------------------------|------|
| 1                            | 906                     | 84.3 |
| 2                            | 168                     | 15.7 |

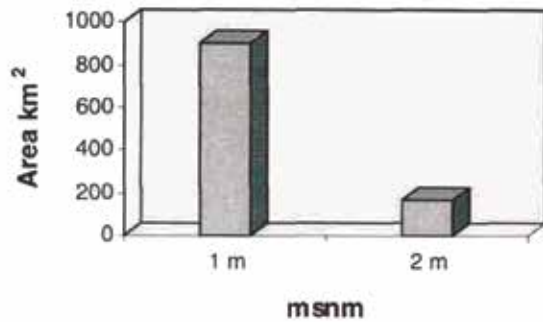


Figura 6. Extensión de las áreas vulnerables y los niveles de inundación para 1 y 2 msnm (Sistema Alvarado-Papaloapan, Veracruz).

### III. Complejo deltaico Grijalva-Mezcalapa-Usumacinta, Tabasco

El complejo deltaico Grijalva-Mezcalapa-Usumacinta aporta en promedio una descarga de 87 millones de m<sup>3</sup>/año, volumen que transita y anima los ecosistemas de extensos humedales y aguas costeras que representan cerca de 30% del escurrimiento total del país, siendo, de esta manera, el sistema deltaico más importante de Mesoamérica (Chávez, 1988).

Por la magnitud de la extensión y por las consecuencias y cambios en los sistemas naturales, sobresale como el área de mayor susceptibilidad (Figura 7). Al igual que el caso anterior, este complejo deltaico está sujeto a una subsidencia de descenso, contrastes que son impartidos por las estructuras mayores del subsuelo, como son las fallas geológicas que originan depresiones y pilares, entre los cuales hay desplazamientos activos muy recientes, pues tienen expresión superficial y controlan estructuralmente la red hidrográfica de las llanuras fluviales (Velez, 1990).



Figura 7. Configuración aproximada de las áreas impactadas por inundación sobre la margen continental en el complejo deltaico Grijalva-Usumacinta.



De esta manera, en las fosas o depresiones donde hay una mayor velocidad de descenso, se establece una analogía semejante a la de un ascenso del nivel del mar, hecho que se traduce en una mayor erosión de la playa y su consecuente retroceso de la línea de costa hacia el continente (Ortiz, 1992, 1994; Ortiz y Benítez, 1996).

La zona comprendida a 1 y 2 m de elevación sobre el nivel del mar tiene una extensión aproximada de 5 000 km<sup>2</sup>, de los cuales 60% representa la zona infralitoral y otro 40% corresponde a la supralitoral (Figura 8).

| Niveles de inundación (msnm) | Área (km <sup>2</sup> ) | %    |
|------------------------------|-------------------------|------|
| 1                            | 3 000                   | 61.3 |
| 2                            | 1 890                   | 38.7 |

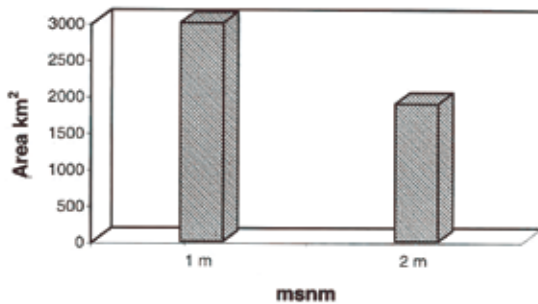


Figura 8. Estimación de las áreas de inundación para los niveles de 1 y 2 m (Complejo deltaico Grijalva-Mezcalapa-Usumacinta).

En la zona de la Laguna de Términos, una de las entrantes de mayor longitud, en el nivel de inundación a 1 m, es de 20 km. En la zona del río Usumacinta, el nivel de inundación a 1 m alcanza hasta 55 km; el siguiente nivel se proyecta hasta 62 km tierra adentro. En el área que corresponde al río Grijalva, la extensión del primer nivel de inundación es de aproximadamente 25 km, y el segundo nivel alcanza 32 km.

En el área de la laguna Machona los niveles de inundación disminuyen a 1 m con 6 km de pene-

tración, y para el nivel de 2 m llegaría hasta 8 km tierra adentro. El avance de la inundación sobre la porción continental no es homogénea; presenta un frente sinuoso de entrantes y salientes que se manifiestan debido a la irregularidad de la topografía del terreno.

#### IV. Los Petenes, Campeche

La región de los Petenes, enclavada en la costa norte de Campeche, consiste en una planicie de inundación que se extiende con una anchura media de 15 km y una dirección generalizada norte-sur.

El área en estudio está ocupada por ciénegas y marismas de una amplia diversidad florística, condiciones propiciadas por el escaso gradiente de pendiente de una planicie tendida y baja que constituye un nivel base de transición en la interfase tierra/mar, nivel sobre el cual reconocen para la porción media innumerables surgencias o manantiales "petenes" de acuíferos someros o subsuperficiales (Figura 9), marcando condiciones palustres que derivan gradualmente a fases salinas en las marismas adyacentes a la costa.

Los componentes naturales de la franja costera se estructuran con un arreglo de franjas paralelas a la línea de costa, motivadas por la presencia del manglar de franja costera dispuesta directamente a las aguas marinas sin la presencia de una playa. Esto indica, por un lado, la baja energía física del ambiente y, por otro, el papel geomorfológico del manglar para retener sedimentos y hojarasca de la biomasa del propio mangle. Este proceso contribuye a elevar las riberas de la costa y de los esteros, formando bordos bajos perimetrales o marginales que causan represamiento del agua y originan deficiencias de drenaje que se traducen en cuencas de evaporación o blanquizales (Figura 10) típicos de la planicie externa. Gradualmente, hacia el interior de la llanura, se identifica a la marisma ensalitrada con parches de manglar que es sustituido por una asociación mixta de manglar y tular con intercalaciones de petenes en el sector septentrional. Para la porción meridional de características climáticas de mayor humedad, se observan man-



Figura 9. Imagen típica de un petén en la región de los Petenes, Campeche (abril, 1996). Barrera (1982) describe a los petenes como "islas circulares en las que diferentes asociaciones vegetales se distribuyen en círculos concéntricos"



Figura 10. Detalle de la disposición del manglar de franja en línea de costa, observándose represamiento de agua provocado por deficiencias de drenaje, que posteriormente dan lugar a los blanquizales (Los Petenes, Campeche, abril, 1996).

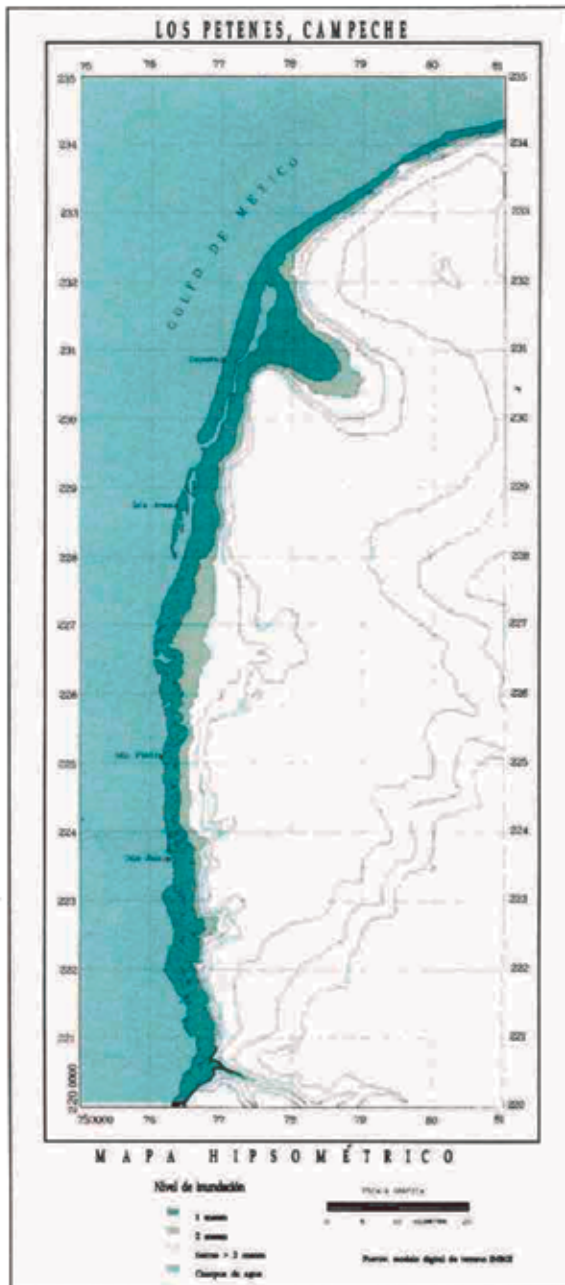


Figura 11. Mapa hipsométrico que muestra la distribución probable de inundación por ascenso marino.

chas más extensas de manglar y petenes de extensión más amplia en contacto con selvas medianas subcaducifolias.

Las características, en su conjunto, dan lugar a un complejo de humedales único por su estructura espacial y sumamente frágil o vulnerable a las variaciones del nivel del mar.

De acuerdo con su emplazamiento geológico, la región de los Petenes constituye la zona de mayor hundimiento de toda una serie de planicies estructurales o bloques tectónicos escalonados de baja altura que parten del centro-sur de la península de Yucatán, y que van cayendo hacia la periferia en el litoral (Figura 11). Es difícil de constatar si persiste aún la subsidencia, pero si ése fuese el caso, el proceso de hundimiento se contrarrestaría con el aporte continuo de sedimentos de deriva costera provenientes de la costa de Yucatán, y que se manifiestan claramente en los ganchos de barra formados en la isla barrera de Celestún y en Isla Arena, con acrecentamiento de la línea de costa hacia el mar. Esta sedimentación se contempla como un proceso a largo plazo, en términos de tiempo geológico; sin embargo, hay que recordar que gracias a este marco geológico-tectónico se cuenta con las condiciones de ambiente mixto costero que da lugar a una reserva muy importante de humedales.

La región de los Petenes abarca extensas áreas de inundación. En este sentido, la configuración de las entrantes de inundación se comportan de la siguiente manera: el nivel a 1 msnm alcanza una penetración tierra adentro de aproximadamente 16 km de longitud, con un área de inundación próxima a los 520 km<sup>2</sup>. Por otro lado, el nivel de 2 m alcanza hasta 19 km de penetración salina con un área de 200 km<sup>2</sup> (Figura 12).

#### V. Bahías de Sian Ka'an-Chetumal, Quintana Roo

Sian Ka'an constituye el humedal más extenso que se localiza en la costa del Caribe en el extremo suroccidental de la Península de Yucatán, en el estado de Quintana Roo; comprende 528 000 ha, de las cuales 120 000 son marinas, por lo que se consideró como Reserva de la Biosfera (SEDUE, 1987).

| Niveles de inundación (msnm) | Área (km <sup>2</sup> ) | %  |
|------------------------------|-------------------------|----|
| 1                            | 517                     | 72 |
| 2                            | 201                     | 28 |

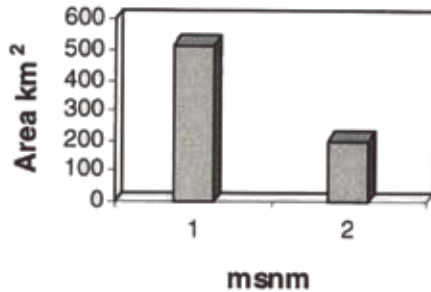


Figura 12. Extensión de las áreas de inundación correspondiente a 1 y 2 m sobre el nivel medio del mar en la zona costera de los Petenes, Campeche.

Desde el punto de vista geológico, se trata de una zona tectónicamente activa con fosas en proceso de hundimiento, constituidas por sedimentos calcáreos de origen marino.

Sian Ka'an se dispone en un área poco elevada sobre el nivel del mar, por ello los pequeños cambios topográficos tienen mucha importancia en la configuración del paisaje (Figura 13). En las porciones bajas se presentan pantanos, mientras que los lugares más elevados están cubiertos de selvas. Estas variaciones edáficas y, sobre todo topográficas, en un área tan plana y tan baja, ocasionan diferencias en los períodos de inundación, y la interacción de estos factores con la salinidad determinan en gran medida el tipo de vegetación que se establece en cada sitio (Olmsted y Durán, 1986).

La extensión de las áreas de inundación comprendida en la porción meridional de Sian Ka'an correspondiente a los niveles establecidos a 1 y 2 m de altura sobre el nivel del mar, se manifiestan de la siguiente manera: 97% está representado por casi 585 km<sup>2</sup>, que se extienden hasta el nivel de 1 m y se distribuyen bordeando la bahía a través de una faja de unos 500 m de anchura aproximadamente. Cabe mencionar que sobre estas áreas deprimidas se

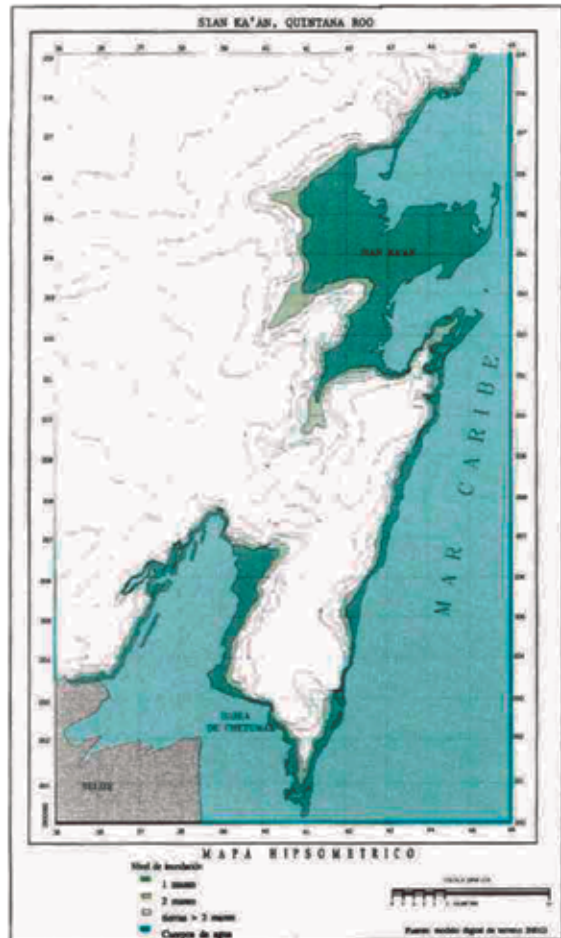


Figura 13. Configuración de las áreas susceptibles de inundación y la proximidad entre éstas.

reconoce un escurrimiento subsuperficial con afloramientos numerosos. El nivel proyectado a 2 m tiene un área de riesgo potencial poco significativa si se compara con el nivel anterior (Figura 14).

### CONCLUSIÓN Y DISCUSIÓN

Los datos y las evidencias de las áreas amenazadas indican que las proyecciones de los distintos niveles de ascenso del nivel del mar tienen repercusiones en este momento y, por tanto, no deben verse como una clase de fenómenos previstos para un

| Niveles de inundación (msnm) | Área (km <sup>2</sup> ) | %      |
|------------------------------|-------------------------|--------|
| 1                            | 585.00                  | 96.8   |
| 2                            | 19.36                   | 3.2    |
| Total                        | 604.36                  | 100.00 |

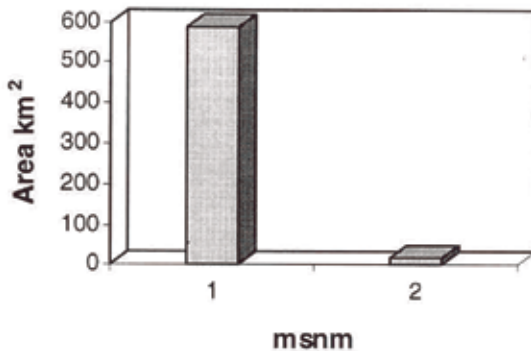


Figura 14. Estimación del área de inundación para los niveles de 1 y 2 m en las bahías de Sian Ka'an y Chetumal.

futuro a corto plazo. Estos cambios y efectos presentes son los más preocupantes, puesto que se registra una rápida pérdida de tierras bajas costeras, debido a la erosión acelerada de las costas sujetas a retroceso.

Las zonas sujetas a inundación con la sobre elevación del nivel del mar por mareas de tormenta, indican que la penetración de la cuña marina se lleva a cabo con una distribución no uniforme, y de manera muy irregular, a lo largo de amplios tramos de la costa. En las zonas de mayor vulnerabilidad a la influencia marina se llega a sentir a 40 y hasta

50 km tierra adentro, por ejemplo, en el caso del río Mezcalapa-Usumacinta y los humedales de Centla, Tabasco.

Las posibilidades de análisis que surgen de estos planteamientos son prácticamente infinitas si son contempladas con un enfoque holístico o geográfico, pues revelan la inseparabilidad existente entre los fenómenos y su espacio de acción. La finalidad es la de llegar a conocer las relaciones del ascenso del nivel del mar con la diferente organización de los componentes del espacio costero, con el objeto de llegar a estar en una posición de afrontar esta problemática y mitigar los efectos de hoy día y los del futuro.

Desde el punto de vista técnico, se considera que los modelos de terreno son una herramienta de utilidad para extrapolar y modelar, en zonas donde no existen mapas con curvas de nivel a equidistancias tan cortas y con diferencias de altura escasa, como es el caso de las planicies costeras, y con ello poder configurar las formas del terreno para visualizar las áreas de probable impacto.

**NOTA**

1 El fenómeno de subsidencia en cuencas geológicas marginales "deltas" tiene un comportamiento análogo a los efectos del ascenso del nivel del mar; sin embargo, la velocidad de hundimiento no es constante y regular para toda la cuenca, debido al diferente espesor de la columna de sedimentos en el arreglo de distribución de los sedimentos acumulados. El hundimiento diferencial se refleja en la expresión superficial de las tierras bajas y en las características de distribución que adquiere la zona comprendida entre la planicie de intermareas (infralitoral) y la zona perimareal (supralitoral), es decir, la franja comprendida por la ruptura de pendiente de la playa que se toma como el límite del nivel medio de las pleamares y los dos metros que representan a la zona potencial de afectación.

REFERENCIAS

- ☐ Barrera, A. (1982), "Los petenes del noroeste de Yucatán. Su exploración ecológica en perspectiva", *Biótica*, vol. 7, núm. 2, pp. 163-169.
- ☐ CIFSA (1967), *Estudio regional de la laguna Madre de Tamaulipas*. Estudio preliminar para la rehabilitación de la laguna Madre de Tamaulipas, México.
- ☐ Chávez, L. (1988), *Ecología y conservación del delta de los ríos Usumacinta-Grijalva*, INIREB, División Regional-Tabasco y Gobierno del Estado de Tabasco.
- ☐ Hernández, L. y P. Ortiz (1995), "Evidencias geomorfológicas de subsidencia en el sistema deltaico del río Grande, Tamaulipas, México, utilizando percepción remota", *VII Simposio Latinoamericano de Percepción Remota, Memorias, SELPER*, México, pp. 243-246.
- ☐ ITESM-Guaymas, CECARENA (1993), *Taller para el manejo de humedales costeros en el noroeste de México*, Memorias, 7-11 de diciembre, p. 8.
- ☐ Lozano, R. (1955), "Bosquejo geológico de la provincia del Papaloapan, estado de Veracruz, México", *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. 7, núm. 1-2.
- ☐ Maul, G. A. (1993), *Climatic Change in the Intra-Americas Sea*, UNEP, Gran Bretaña.
- ☐ Olmsted, I. y R. Durán (1986), "Aspectos ecológicos de la selva baja inundable de la reserva Sian Ka'an, Quintana Roo, México", *Biótica*, vol. 11, núm. 3, pp. 151-179.
- ☐ Ortiz P., M. A. (1988), "Evidencias de cambios geomorfológicos del sistema litoral mediante el análisis de imágenes aéreas", *Memorias, Ecología y conservación del delta de los ríos Usumacinta y Grijalva*, Instituto Nacional de Investigaciones sobre Recursos Bióticos, División Regional Tabasco, Gobierno del Estado de Tabasco, pp. 43-54.
- ☐ Ortiz P., M. A. y R. Espinosa (1991), "Una clasificación geomorfológica de las costas de México", *Geografía y Desarrollo*, vol. 2, núm. 6, pp. 2-9.
- ☐ Ortiz P., M. A. (1992), "Retroseso reciente de la línea de costa del frente deltaico del río San Pedro, Campeche-Tabasco", *Investigaciones Geográficas*, Boletín, núm. 25, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 7-23.
- ☐ Ortiz P., M. A. (1994), "Repercusiones del ascenso del nivel del mar en costas bajas de planicies deltaicas", *Geografía y Desarrollo*, vol. 2, núm. 11, pp. 69-72.
- ☐ Ortiz P., M. A. y A. P. Méndez (1995), "Vulnerabilidad del litoral a los efectos por ascenso del nivel del mar en las costas bajas del Golfo de México", *México ante el cambio climático global, Memorias*, Cuernavaca, México, pp. 209-217.
- ☐ Ortiz P., M. A. y J. Benítez (1996), "Elementos teóricos para el entendimiento de los problemas de impacto ambiental en planicies deltaicas: la región de Tabasco y Campeche", en Botello, A. V., J. L. Rojas-Galaviz, J. Benítez y D. Zárate-Lomeli (eds.), *Golfo de México, contaminación e impacto ambiental: diagnóstico y tendencias*, EPOMEX, Serie Científica 5, Universidad Autónoma de Campeche, pp. 483-503.
- ☐ Rona, P. (1974), "Subsidence of Atlantic continental margins", *Tectonophysics*, vol. 22, pp. 283-299.
- ☐ SEDUE (1987), *Plan de manejo de la reserva de la biosfera Sian Ka'an*, Secretaría de Desarrollo Urbano y Ecología, México.
- ☐ Titus, J. (1987), "Sea level rise and wetland loss: an overview", *Greenhouse effect, sea level rise and coastal wetlands*, EPA (Environmental Protection Agency), EUA, pp. 1-35.
- ☐ Velez, S. D. (1990), "Un modelo transcurrente en la evolución tectónico-sedimentaria de México", *Bol. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. XL, núm. 2, pp. 1-35.
- ☐ Viniegra, O. (1992), *Geología histórica de México*, Facultad de Ingeniería, UNAM, México.
- ☐ Wayne, L., M. Byrnes, L. Bristsch, S. Penland, P. Wilkey, T. Williams y J. Williams (1993), "A method for classifying land loss by geomorphology and process", in *Coastlines of the Gulf of Mexico*, American Society of Civil Engineers, Nueva York, pp. 85-95.
- ☐ Yañez, A. y C. Schlaepfer (1968), "Composición y distribución de sedimentos recientes de la laguna Madre, Tamaulipas, México", *Boletín*, Instituto de Geología, UNAM, vol. 84, pp. 5-44.
- ☐ Zavala, C. (1988), *Regionalización natural de la zona petrolera de Tabasco: casos de estudios*, INIREB, División Tabasco y Gobierno del Estado de Tabasco.

# La degradación de los paisajes como concepción teórico-metodológica

José Manuel Mateo Rodríguez \*  
Mario Arturo Ortiz Pérez \*\*

**Resumen.** Este estudio surge de la revisión de conceptos relacionados con la degradación geocológica. Se propone un sistema de clasificación del paisaje a partir de su nivel de degradación. Se definieron cuatro niveles de degradación ecológica de los paisajes: el primer nivel, *sin degradación*, es el que mantiene la potencialidad natural y la productividad original; el segundo nivel, *baja*, presenta una pérdida de atributos naturales, pero mantiene el funcionamiento y la autorregulación del sistema, el tercero, *media*, en el que existe una apreciable pérdida de la potencialidad y productividad, y el último nivel, *alta*, se caracteriza por una alteración total de los mecanismos que garantizan el funcionamiento del sistema. Se resalta la importancia de dichos conceptos como herramientas en el proceso de planificación y gestión ambiental, así como en el desarrollo sustentable.

**Palabras clave:** degradación geocológica, paisajes, indicadores de la degradación, propiedades sistémicas del paisaje, planificación y gestión ambiental, desarrollo sustentable.

**Abstract.** This study is supported on a review of geocological degradation concepts. A landscape classification system based on its degradation level is proposed. Four levels were defined: the first one, *without degradation*, whose natural potentiality and original productivity are sustained; the second level, *low*, the one that shows damages on its natural attributes but system functionality and auto-adjustment are maintained; the third one, *medium*, whose potentiality and productivity have an important loss and finally, the last level, *high*, the one that presents a total alteration of the mechanism that preserves the system functionality. The importance of these concepts is emphasized as a tool for the planification process and the sustainable development.

**Key words:** geocological degradation, landscapes, degradation level, landscape systematical properties, environmental planning and management, sustainable development.

## INTRODUCCIÓN

La humanidad se enfrenta, perpleja, en los momentos actuales a una crisis ambiental sin precedente, que se manifiesta, por una parte, en la pérdida y decrecimiento de los recursos naturales, y en la ocurrencia, cada vez más frecuente, de desastres que provocan cuantiosos daños materiales, así como también la pérdida de vidas humanas; por otra parte, la crisis ambiental se refleja en el desmedido incremento de procesos naturales perjudiciales a la actividad productiva y que ponen en peligro los mecanismos que soportan la existencia de la sociedad humana. No pocos afirman que lo anterior es la expresión externa de una crisis civilizatoria, que adquiere un carácter global (A. Gore, 1992), siendo la ambiental resultado, no sólo de la acción de los procesos naturales y de las características de los sistemas naturales, sino en particular, del uso que el hombre ha hecho de la naturaleza. Y aquí entran en juego factores relacionados con los propios sistemas sociales, de índole política, económica y social, y que usualmente tienen profundas raíces históricas.

---

\* Facultad de Geografía de la Universidad de la Habana, Cuba. E-mail: mateo@geo.uh.cu

\*\* Instituto de Geografía, UNAM, Cd. Universitaria, Coyoacán, 04510, México, D. F. E-mail: maop@igiris.igeograf.unam.mx

#### La degradación de los paisajes como concepción teórico-metodológica

Por otra parte, hablar de crisis en general implica una caracterización demasiado amplia y abarcadora. Si lo que se requiere es el manejo de la naturaleza para frenar o evitar este fenómeno, se necesita entonces de conceptos concretos y de métodos eficaces que ofrezcan un cuadro objetivo en el proceso de la toma de decisiones.

La crisis en sí se refleja a través de los procesos de degradación o deterioro ambiental, como concepto genérico. Éste se integra por tres categorías fundamentales: la degradación socio-ambiental (ligada al deterioro de las condiciones de vida de los seres humanos); la económico-ambiental (relacionada con el estado de los recursos naturales como base de la actividad productiva) y la geoambiental o geoecológica, orientada principalmente al espacio físico como materialización de los sistemas naturales.

La degradación de los paisajes corresponde a la categoría de la degradación geoecológica, que es inherente a un tipo particular de sistemas materiales. Su análisis, como concepción teórico-metodológica, está dirigido a elaborar las herramientas teóricas y metodológicas, así como los procedimientos que permitan concretizar el carácter, el grado y las tendencias de una de las manifestaciones de la crisis ambiental. Por otra parte, esta concepción deberá aportar fundamentos objetivos para la planificación y la gestión ambiental, y para las tentativas de construcción de un desarrollo sustentable.

#### TENTATIVAS DE CONCEPTUALIZACIÓN DE LA DEGRADACIÓN GEOECOLÓGICA

En los últimos años se han llevado a cabo algunos intentos para conceptualizar la degradación geoecológica. J. Tricart y C. Kiewiet de Jonge (1992) se han centrado en ello, para descubrir los mecanismos de ocurrencia de la degradación o lo que ellos denominan medio ambiente físico o ecológico. Para esto, han establecido las cadenas de interrelaciones existentes entre los diferentes procesos degradantes para los elementos o componentes naturales; ejemplo de una de estas cadenas se puede observar en la Figura 1.

El enfoque de los fenómenos materiales, que provocan calamidades y desastres, se ha basado principalmente en el análisis de riesgos destructivos de procesos particulares (Miagkov, 1986). Ortiz y Oropeza (1992) examinaron los desastres de origen natural, desde una perspectiva geográfica. El análisis de la formación y de la distribución de hechos o fenómenos en relación con los patrones de organización espacial, con los vínculos funcionales, con los procesos territoriales y la interrelación entre sistemas de tipo "perturbadores-perturbados", les ha permitido esclarecer el análisis de procesos degradantes, tales como las inundaciones, los hundimientos y los movimientos de tierra, entre otros.

Otros autores han tratado de determinar categorías integrales de degradación, utilizando diferentes enfoques (Figura 2). Una vía para entender la degradación geoecológica ha sido la utilización de la noción de estado funcional, que presta atención al balance de los flujos de energía, materia e información, base del funcionamiento del paisaje, que es predominante para un plazo determinado (H. Marinov, 1979; W. Widacki, 1986).



José Manuel Mateo Rodríguez y Mario Arturo Ortiz Pérez

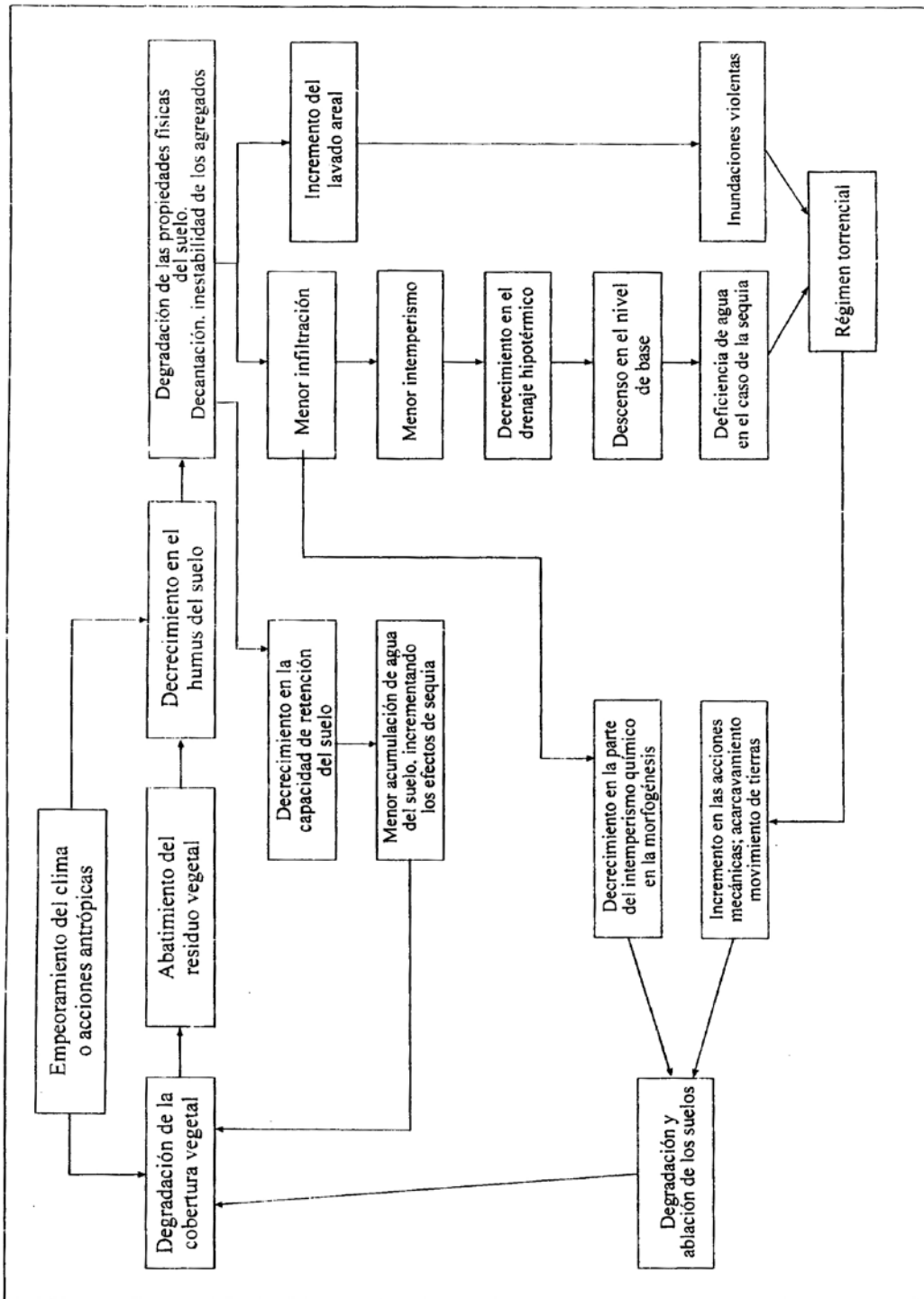


Figura 1. Carta de flujo de los mecanismos de degradación del medio ambiente físico (según J. Tricart y C. Kiewiet de Jonge, 1992)

La degradación de los paisajes como concepción teórico-metodológica

| Estado funcional (H. Marinov, 1979; W. Widaek, 1986) |  | Peligrosidad ecológica (T.G. Rumova; I.N. Valkova; T.G. Nefedova, 1994) |  | Situación ecológico-paisajística (B.I. Kochurov, 1994; G.V. Sdasiuk, A. S. Shestrakov, 1994) |   | Estado geoeológico (Gluchko y Ermakov, 1988; Dubois, 1992) |  |
|--|--|---|--|--|---|--|--|
| Grado  | Indicadores  | Grado   | Indicadores  | Grado  | Indicadores   | Grado  | Indicadores  |
| Catastrófico (en desequilibrio)                      | Cambio violento de la estructura del sistema, provocado por las perturbaciones que sobrepasan la capacidad de regulación del mismo, debido a la incapacidad de funcionamiento, lo que obliga a la adaptación a nuevas condiciones. | Extremadamente alta   | Alteración del equilibrio global en el estado de los balances hídricos, de oxígeno y la composición de gases de la atmósfera.                                      | Catastrófica   | Destrucción estable e irreversible del sistema de aseguramiento vital.  | Agotado  | Ruptura total de la coherencia del geosistema. Predomina el desarrollo espontáneo de procesos negativos irreversibles y la degradación completa del paisaje. Degradación total de la capacidad de producción.  |
| Crítico (equilibrio inestable)                       | Alteración de ingresos y salidas de E.M.I., provocando desviaciones del funcionamiento y la ruptura de la coherencia e integridad internas.  | Alta  | Desplazamiento de los límites y alto grado de transformación de las zonas naturales. Fuerte alteración de los paisajes y del genofondo.                            | Crítica  | Destrucción y degradación de los sistemas naturales, aunque en principio su restauración es posible, con un buen cambio de uso y la rehabilitación de la naturaleza.                            | Alterado   | Cambios en la estructura paisajística que alterna la propiedad de los componentes habilitando relaciones inter e intrapaisajísticas. Empobrecimiento de la composición de especies vegetales; descenso de la productividad, degradación de los suelos. Predominio de efectos ecológicos negativos. |
| Equilibrio dinámico                                  | Predomina un régimen de fluctuación balanceada dentro del sistema. La amplitud de las vacilaciones es menor que las dimensiones de los cambios dentro del paisaje. Hay una tendencia al balance dinámico de los flujos de E.M.I.   | Media   | Presencia de procesos de degradación, contaminación, alteración de objetos naturales y de ecosistemas. Alto grado de desviación de las características originales. | Insatisfactoria (conflictiva, problemática, tensionada)                                      | Presencia de alteraciones en los sistemas y paisajes naturales, aunque es una situación aún favorable para el sistema de aseguramiento a pesar de la inevitabilidad de los conflictos internos. | Compensado   | Potencial biológico cercano al natural. Se sustituye la vegetación natural por formaciones vegetales equivalentes según la productividad biológica. Con la aplicación de medidas de protección se sostiene el estado de partida de los paisajes por apoyar la estructura natural o transformada.   |
| Óptimo (equilibrio meta-estable)                     | Se equilibran los ingresos y salidas del E.M.I., lo que garantiza la existencia y las propiedades esenciales del paisaje, y un desarrollo sin disturbios.  | Baja o sin peligro  | Cambios en los límites de la dinámica natural.   | Favorable  | Sistemas naturales que mantienen su capacidad de autoprotección y de ampliación y desarrollo del uso de la naturaleza.  | Optimizado   | Potencial biológico. Se crea una nueva estructura paisajística. Se desarrolla bajo riguroso control humano, utilizándose un conjunto de medidas de protección.   |

Figura 2. Diversos enfoques y categorías de degradación geoeológica

Jose Manuel Mateo Rodríguez y Mario Arturo Ortiz Pérez

En los últimos años, a raíz de las diferentes manifestaciones de crisis ambientales, se han elaborado varios conceptos para caracterizar la degradación geoecológica de diversas maneras, en particular en Rusia. Uno de ellos es el que se basa en el criterio de peligrosidad ecológica (T. G. Runova *et al.*, 1994), mismo que consideró principalmente a los factores de peligro que contribuyen, provocan y crean amenazas a la agudización de la situación ambiental a nivel global y regional, así como al estado de los sistemas y objetos naturales. Pero, en esencia, más que en los sistemas materiales en sí, este enfoque se interesa, en particular, en su efecto sobre la sociedad humana.

Otra perspectiva para abordar el problema es la "situación ecológico-paisajista" (Sdasiuk y Shestakov, 1994; Kotliakov *et al.*, 1995). Ésta es una variedad de la "situación geográfica ambiental". Busca comprender la manera en que se formó la situación desde el punto de vista histórico, como resultado del conjunto de los impactos de los factores bióticos y abióticos, relacionados entre sí en los marcos de un geosistema dado. Dirige su atención al carácter de la crisis (catastrófica, crítica, conflictiva, satisfactoria) y al estado del sistema de aseguramiento vital, en el cual el concepto de estado ecológico de los geosistemas ocupa un lugar central.

La concepción de estado geoecológico (Gluchko y Ermakov, 1988) centra el análisis en la noción de estado, es decir, en la calidad del geosistema en un momento determinado. Al igual que en los casos anteriores, se otorga una atención preferencial a la relación con el hombre, y un predominio hacia la referencia a los sistemas biológicos y a la vegetación.

En suma, si bien todos estos enfoques han representado avances positivos en el conocimiento y caracterización de la degradación geoecológica, algunos aspectos deben ser retomados en el momento de proceder a la objetivización de los análisis:

1. Es inexistente una referencia previa a un sistema de unidades concretas.
2. Predomina una visión biocéntrica, enfocada a los sistemas biológicos o ecobiológicos, o bio-antropocéntrica, cuando el análisis aborda la incidencia del estado de los ecosistemas sobre las poblaciones humanas.
3. Se enfatiza el estudio del estado de los sistemas, más que el de los procesos de degradación o deterioro.

## EL PAISAJE COMO MARCO REFERENCIAL EN EL ANÁLISIS DE LA DEGRADACIÓN GEOECOLÓGICA

Con el propósito de concretizar el análisis de la degradación geoecológica, se ha elaborado la siguiente definición de degradación de los paisajes: es la pérdida de atributos y propiedades sistémicas que garantizan el cumplimiento de determinadas funciones, incluidas las socioeconómicas, y el potencial, los mecanismos de autorregulación y regeneración, así como de la capacidad productiva de los paisajes, por medio de la aparición y/o intensificación de los procesos geoecológicos.

## La degradación de los paisajes como concepción teórico-metodológica

El punto esencial de la definición es centrar el análisis de la degradación en un objeto material concreto: el paisaje. Se requiere por tanto explicar por qué justamente el paisaje se utiliza en calidad de objeto, al determinar la degradación geocológica

En la actualidad predomina la idea de concebir al paisaje como un sistema conceptual (Bertrand, 1984; C. Bertrand y G. Bertrand, 1992; Mateo, 1994). Ello permite conjugar y articular toda la complejidad y diversidad de los sistemas materiales objetivamente existentes. Incluye, así, las nociones de paisaje natural y antroponatural (el fundamento geocológico del paisaje), y los del paisaje social, cultural y social (Figura 3). Se alude a una u otra categoría del paisaje en dependencia de los componentes constituyentes y del carácter de las relaciones que existen entre ellos. De tal forma, el paisaje natural está constituido por componentes naturales (estructura geológica, relieve, aguas, suelos, vegetación, mundo animal) y, el paisaje antroponatural, por dichos componentes naturales transformados o modificados por la actividad humana. Cuando se habla de paisaje cultural, social o visual, se entiende que la presencia humana está implícita en su interacción con el paisaje natural o antroponatural, ya sea en calidad de sujeto cultural, de sujeto social o de sujeto del proceso de percepción. De lo que se trata es que esta aproximación conceptual permita articular las diferentes visiones de la naturaleza en su relación con los sistemas sociales. Se conserva así la noción del paisaje como espacio físico, como sistema de recursos naturales, como medio de vida, a los cuales se integran las sociedades, en un binomio inseparable sociedad-naturaleza (Mateo, 1994). En consecuencia, de una parte se reconoce la materialidad del paisaje, es decir, la existencia de una estructura y de un funcionamiento propios a los cuerpos naturales que lo constituyen. Pero, por otra, se acepta que el estatuto paisajístico de esos cuerpos naturales lo determina el sistema de producción económica y cultural en donde los efectos difieren según las "producciones" y los grupos sociales. La dimensión social e histórica del paisaje se afirma con claridad y engloba a la percepción en el conjunto del proceso social (G. Bertrand, *op cit.*).

Así, al caracterizar la degradación geocológica de un sistema material concreto, como es la base geocológica, es posible interpretarla bajo diversos ángulos, utilizando los componentes restantes del sistema conceptual. Ello permite analizar las interconexiones entre la degradación y el paisaje social y cultural; su impacto visual y sus interrelaciones con la degradación socio-ambiental, económico-ambiental, de los recursos de los paisajes y del medio ambiente paisajístico, todo ello, no de forma abstracta, sino como la articulación de la degradación en diversas categorías de paisaje.

Por otra parte, junto con el paradigma histórico-genético, el enfoque sistémico conforma la base científica del estudio del paisaje. Éste se concibe, entonces, como un sistema integrado en el cual cada componente aislado no posee propiedades integradoras, mismas que sólo se descubren cuando se analiza el paisaje como un sistema total. El paisaje es una realidad, cuyos elementos están dispuestos de manera tal, que subsisten desde el todo, y el todo subsiste desde los elementos, no caóticamente mezclados sino como conexiones armónicas de estructura y función. Como resultado, el paisaje puede conceptualizarse como uno de los tipos de geosistemas. Por lo anterior, los paisajes son geosistemas dinámicos, abiertos, con unidad genética, que poseen una determinada estructura, y cuyas partes componentes

Jose Manuel Mateo Rodriguez y Mario Arturo Ortiz Pérez

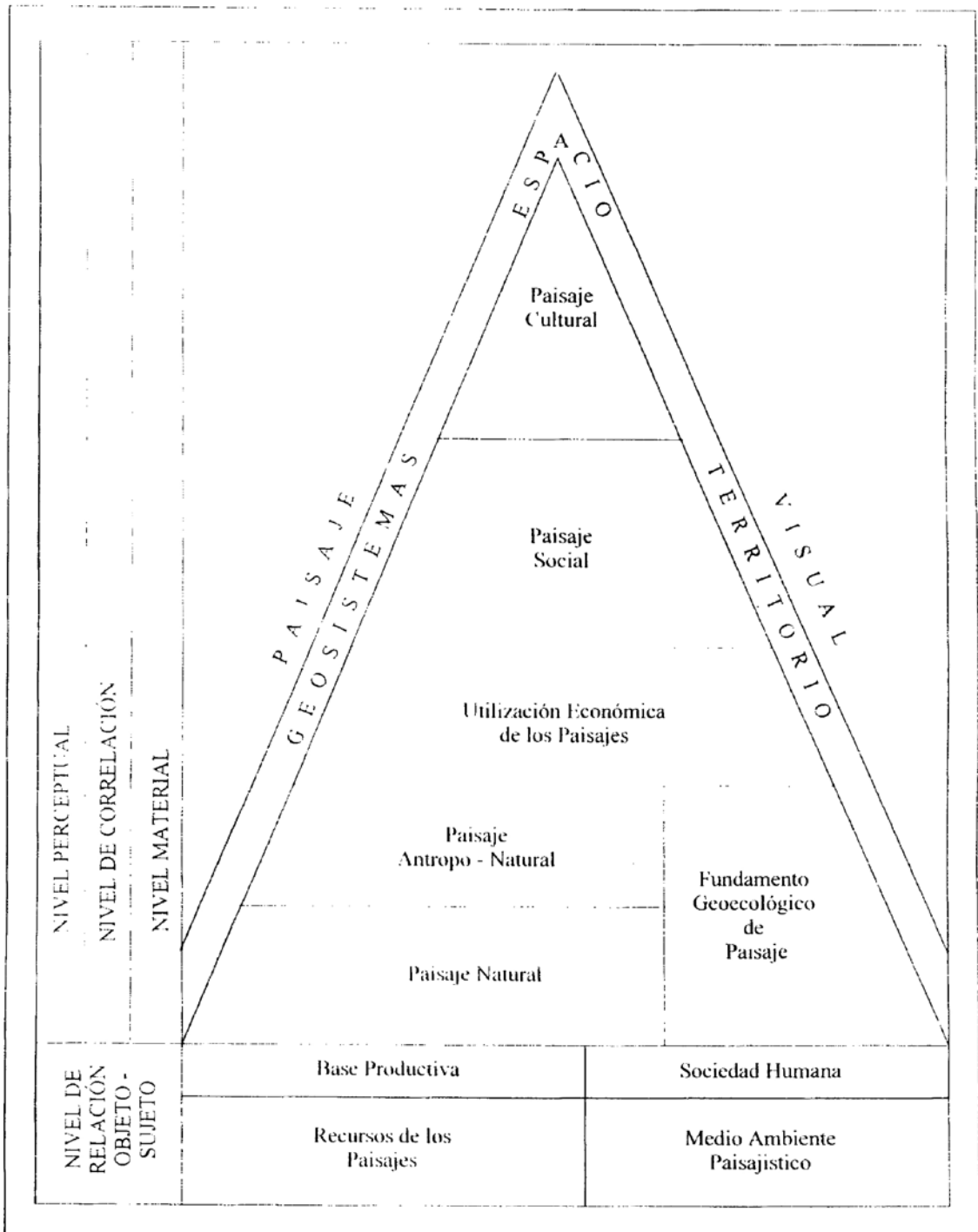


Figura 3. El paisaje como sistema de conceptos

#### La degradación de los paisajes como concepción teórico-metodológica

(componentes y “unidades horizontales”) se interrelacionan, a través de flujos de energía, materia e información, que componen las relaciones sinérgicas dentro del sistema y con los otros sistemas (Preobrazhenski y Aleksandrova, 1988).

La degradación geocológica puede concebirse como un atributo sistémico, como la respuesta del grado de eficiencia con que funcione el sistema; es resultado de las complejas interacciones que existen en su interior y de la interrelación con otros sistemas. Se entiende como una propiedad, un rasgo geocológico del paisaje como sistema. La degradación es la expresión de la organización espacial funcional y temporal del geosistema, sea natural o inducida antropogénicamente.

Por último, es relevante el hecho de que a los paisajes les es inherente una organización jerárquica definida. Ello permite distinguir cuatro categorías de dimensión de los paisajes: global, regional, local y puntual, a través de escenarios localizados. La construcción de un sistema de unidades taxonómicas de los paisajes debe reflejar, por tanto, la magnitud espacial de las unidades, su grado de complicación y el carácter de las interrelaciones. La distinción de esta característica de los paisajes permite analizarlos en su contexto espacial concreto, partiendo del hecho de que a cada unidad le es inherente un tipo y grado (o combinaciones) de degradación en el sistema jerárquico. Se puede, además, al estudiar la degradación, aplicar el principio de generalización y homogeneidad relativa, para cada una de las dimensiones de magnitud de los paisajes.

Todo ello permite afirmar que el análisis de degradación geocológica de los paisajes posibilita avanzar en el descubrimiento de los complejos mecanismos y del carácter de la manifestación de las categorías específicas de deterioro ambiental.

#### LA DEGRADACIÓN GEOCOLÓGICA COMO ATRIBUTO SISTÉMICO DE LOS PAISAJES

Al analizar el concepto de degradación de los paisajes propuesto, se desprende que está constituido por cuatro indicadores fundamentales (Figura 4), que son los siguientes:

- *Funciones socioeconómicas y potencial de recursos*: el potencial del paisaje se define como la capacidad de satisfacer las demandas de la sociedad en dependencia del cumplimiento de determinados requisitos que ejercen definidas funciones socioeconómicas (Haase, 1978). Este es un concepto cercano al de potencial ambiental, desarrollado por Drdos (1992). El concepto de potencial implica no sólo la posibilidad de garantizar determinado tipo e intensidad de uso, sino que su utilización no actúe destructivamente sobre el paisaje o que tal interacción pueda ser eliminada manteniéndose una determinada tolerancia, “recultivando” el sistema natural. El uso de un potencial conduce al cumplimiento, por parte del paisaje, de determinadas funciones socioeconómicas; su potencial debe entenderse como la respuesta holística del mismo espectro, también holístico, de los requerimientos de la sociedad (Drdos, *op cit.*). Se definen los siguientes tipos de potencial: agrícola, hídrico-constructivo, recreativo, regulador del equilibrio ecológico, de autopurificación, de recursos minerales y materia

José Manuel Mateo Rodríguez y Mario Arturo Ortiz Pérez

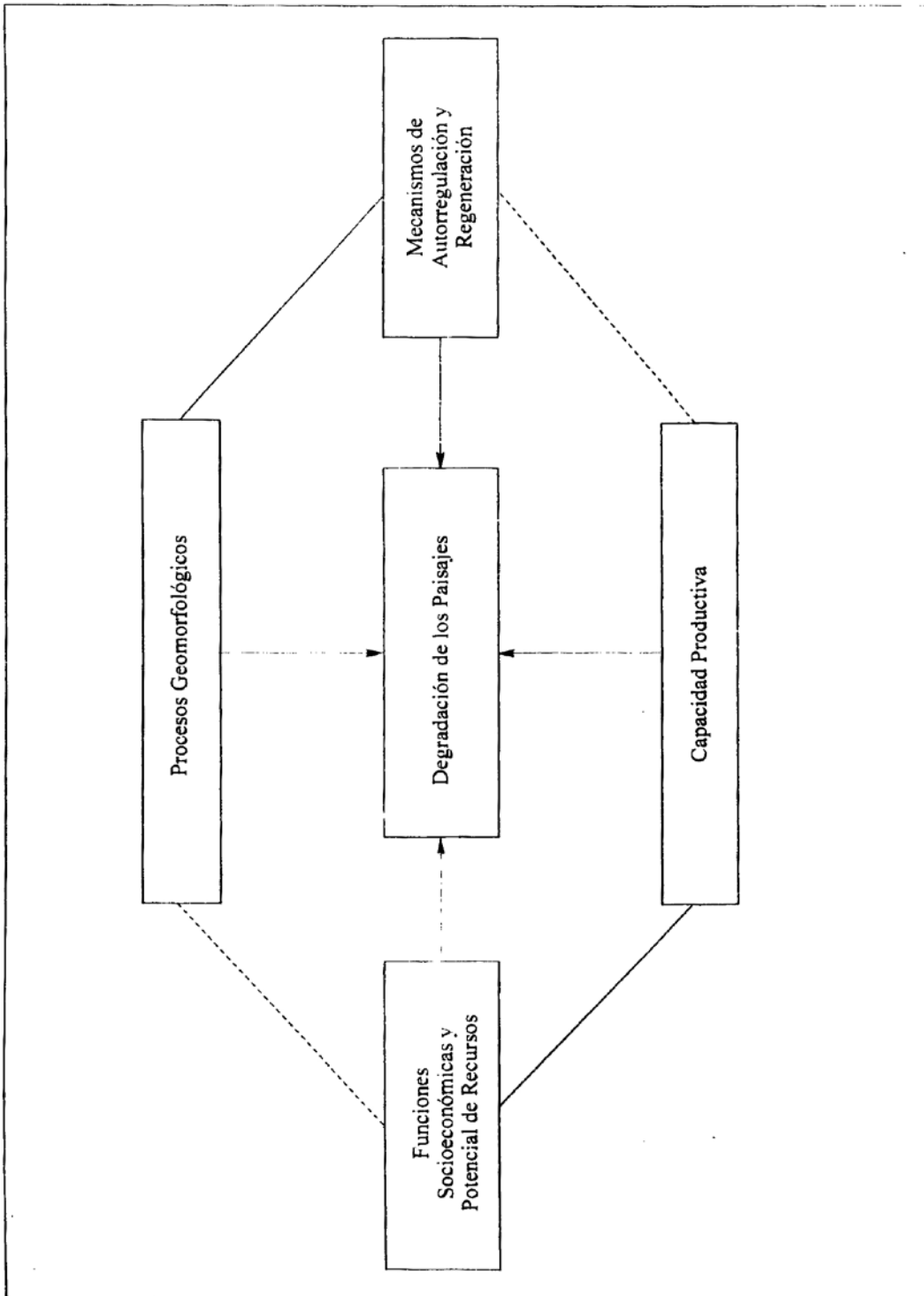


Figura 4. Indicadores básicos de la degradación de los paisajes

## La degradación de los paisajes como concepción teórico-metodológica

prima (Haase, 1985). Un paisaje degradado es aquel que ha perdido sus potenciales originales y la capacidad de cumplir determinadas funciones socioeconómicas.

*-Mecanismos de autorregulación y regeneración:* se refieren a los conceptos de homeostasis y de resiliencia del paisaje. La homeostasis o elasticidad es la propiedad de autorregulación, que permite al paisaje recobrar gradualmente su estado original, después de haber experimentado una perturbación o impacto (Quadri de la Torre, 1988). La resiliencia es la capacidad del paisaje de pasar de un área de estado estable a otra, conservando las relaciones estructurales internas bajo la acción de cierta perturbación (V. A. Svetlosanov, 1990). Estos mecanismos están vinculados, a su vez, a la capacidad del paisaje para recuperar el potencial y el cumplimiento de las funciones socioeconómicas. Mediante los mecanismos de homeostasis y resiliencia, los sistemas naturales tienden a resistir los cambios y a mantener la estabilidad. Un paisaje degradado es aquel que pierde la capacidad de autorregulación y de regeneración (recuperarse, restaurarse).

*-Capacidad productiva de los paisajes:* es la habilidad del paisaje de ofrecer materia y energía. Más concretamente, es la cantidad de biomasa (materia orgánica) o energía que genera el paisaje por unidad de superficie durante un periodo determinado (Quadri de la Torre, *op cit.*). Un paisaje degradado es un paisaje que ha perdido su capacidad productiva.

*-Procesos geoecológicos negativos:* se definen como la acción conjunta de determinadas alteraciones en el funcionamiento del paisaje, que conducen a la ruptura de sus propiedades internas, de su coherencia e integridad. De acuerdo con la fuente de origen de los procesos, éstos se dividen en tres categorías (S. P. Gorshkov, 1987): naturales, que no tienen relación directa con la actividad de la población, y que ocurren a costa de las fuentes naturales de energía (de origen natural); antropogénicos, que se desarrollan a costa de la energía asimilada o controlada por el hombre (antrópicos); y antropo-naturales (de interacción), que son el resultado de la acción conjunta de las fuentes naturales y antrópicas de energía.

De acuerdo con la génesis de los procesos geoecológicos de origen natural (Figura 5), se distinguen cuatro categorías fundamentales (litosféricos, geomorfológicos, atmosféricos y biosféricos), los cuales a su vez se subdividen en varios tipos (S. N. Miagkov, 1986). Los procesos geoecológicos antropo-naturales (de interacción) son aquellos originados por la ineficiencia y/o insuficiencia del uso de los recursos, y de los procesos antrópicos involucrados en la utilización de los paisajes. Cabe distinguir, entre otros, a la contaminación hídrica, la atmosférica y la acústica; la anegabilidad, la inundabilidad, etc. Los procesos geoecológicos naturales y de interacción constituyen las manifestaciones sensibles, mediante las cuales se percibe la degradación. Los tipos, los grados e intensidades de manifestación y sus combinaciones, son los indicadores que permiten visualizar el carácter de la degradación.



José Manuel Mateo Rodríguez y Mario Arturo Ortiz Pérez

| Repetibles  |  | Irrepetibles (que ocurren en una ocasión)  |
|---|--|--|
| Predominantemente episódicos  | Predominantemente cíclicos (de muchos años) o estacionales   |  |
| 1. Litosféricos (geólogo - geofísico)   |  |  |
| Terremotos  | Algunos deslizamientos.  | Derrumbes, deslizamientos y descensos del basamento no congelado.<br>Deformación de las excavaciones subterráneas. |
| Erupciones  |  |  |
| Volcanes  |  |  |
| Grandes hundimientos  |  |  |
| Tsunamis  |  |  |
| 2. Geomorfológicos (fenómenos que ocurren en el límite de la litosfera, la atmósfera y la hidrosfera) |  |  |
|   | Pulsación de glaciales. Corrientes de fango. Erosión de cárcavas. Deformación del cauce de los ríos. Abrasión. Avalanchas. Deslizamientos. | Hundimiento del fundamento congelado.  |
| 3. Atmosféricos   |  |  |
|   | Huracanes. Inundaciones. Aguaceros. Caídas de nieve y heladas extremas. Sequías. Granizadas.   |  |
| 4. Biosféricos  |  |  |
|   | Fuegos de bosques y estepas. Expansión masiva de insectos en la agricultura. Epidemias. Epizootias.  |  |

Figura 5. Tipos genéticos de procesos geocoológicos destructivos (según S. N. Miagkov, 1986)

#### La degradación de los paisajes como concepción teórico-metodológica

De acuerdo con los indicadores mencionados, se han modificado los grados de degradación geocológica de los paisajes (Figura 6), en la cual se han distinguido cuatro niveles de degradación: sin degradación, baja, media y alta.

Según la definición de degradación geocológica de los paisajes, los indicadores anteriormente mencionados resultan de la pérdida de atributos y propiedades sistémicas (Figura 7), señalados a continuación:

*-Diversidad estructural (geodiversidad):* la estructura del paisaje caracteriza la forma de su organización interior, refleja los patrones organizativos existentes entre los componentes y elementos del sistema, así como el ordenamiento sistémico de sus elementos y las regularidades que determinan su esencia, morfología, coherencia e integridad. La diversidad estructural (o geodiversidad) de los paisajes se refiere a la variedad de éstos dentro de un área. La geodiversidad constituye generalmente la base de los diversos tipos de biodiversidad, sea genética, de especies o ecosistémica. La estructura es aquel invariante o armazón estable del paisaje, que garantiza la integridad y coherencia del sistema, o sea, la existencia de nexos, conexiones y relaciones que sostienen la capacidad de funcionar y producir de un paisaje. Así, el funcionamiento del paisaje depende de la estructura del sistema.

*-Funcionamiento:* se concibe como el mecanismo de interrelaciones sinérgicas en el paisaje, como el proceso de balance e intercambio de los flujos de energía, materia e información en el paisaje y con el medio exterior, que garantiza las propiedades y el aseguramiento vital del sistema. Garantiza la conservación de un estado del paisaje, característico para un plazo dado de tiempo, es decir, un régimen de funcionamiento determinado. Constituye un proceso mediante el cual se cumplen funciones, acciones y cierto trabajo. El funcionamiento se sostiene por el balance de energía y materia e información (EMI), que es la relación entre el ingreso y la salida de EMI, necesaria para que el paisaje conserve el estado estable. El estado estable es aquel momento temporal en que se equilibran los ingresos y salida de EMI, lo cual garantiza su existencia, así como las propiedades esenciales del paisaje, y un desarrollo sin disturbios. El funcionamiento determina, por tanto, la productividad y la estabilidad del sistema.

La estabilidad del paisaje es un concepto relativo. En principio, se adoptan dos variantes de esta noción: la potencial y la tecnogénica (T. V. Zvonkova, 1985). Por estabilidad potencial (también denominada estabilidad genética o solidez) se concibe la capacidad del paisaje de mantener su estructura y funcionamiento en independencia del tipo y la fuerza del impacto. Es la capacidad del sistema de conservar la estructura en condiciones cambiantes del medio. Depende de las propiedades intrínsecas y de las relaciones sinérgicas en el paisaje, y de la coherencia interna de los componentes. Por estabilidad tecnogénica (o capacidad homeostática del paisaje) se entiende la capacidad del paisaje para regresar al estado de partida después de intensa perturbación. En otros términos, es la posibilidad de que un paisaje sea perturbado y pierda su estado, estando en relación con un tipo, fuente y fuerza concreta de impacto.

José Manuel Mateo Rodríguez y Mario Arturo Ortiz Pérez

| NIVELES DE DEGRADACIÓN   |  |  |  |
|--|--|--|--|
| Sin degradación  | Baja   | Media  | Alta   |
| Mantienen los potenciales naturales y la productividad original (que puede acrecentarse en dependencia del ingreso de energía externa). Los mecanismos que garantizan el funcionamiento y la regulación, y la regeneración al igual que las bases del aseguramiento vital, la estructura, coherencia e integridad del sistema. No se manifiestan procesos geológicos destructivos. | Pequeña pérdida de los potenciales naturales y de la productividad original, la cual puede mantenerse similar o incluso acrecentarse gracias al ingreso de energía externa. Los mecanismos que garantizan el funcionamiento y la autorregulación han experimentado algunas alteraciones, pero aún garantizan las bases de aseguramiento vital. Ocurren cambios notables de la estructura vertical, iniciando transformaciones en la estructura horizontal, manteniéndose aun la coherencia e integridad del sistema. Se manifiestan algunos procesos geológicos destructivos de intensidad baja a media. | Apreciable pérdida de potenciales naturales originales y significativo decremento de la productividad. Fuerte alteración de los mecanismos que garantizan el funcionamiento, la autorregulación y la regeneración de los sistemas, poniendo en peligro la coherencia, la integridad y las bases de aseguramiento vital. Se manifiestan varios tipos de procesos geológicos de intensidad mediana a alta. | Pérdida total de los potenciales naturales. Decrecimiento completo de la productividad. Alteración total de los mecanismos que garantizan el funcionamiento, la autorregulación y la regeneración del sistema; la completa alteración de la estructura vertical y horizontal de las bases de aseguramiento vital. Se manifiesta una combinación de procesos geológicos de diverso tipo de alta intensidad. |

Figura 6. Niveles de degradación ecológica de los paisajes

La degradación de los paisajes como concepción teórico-metodológica

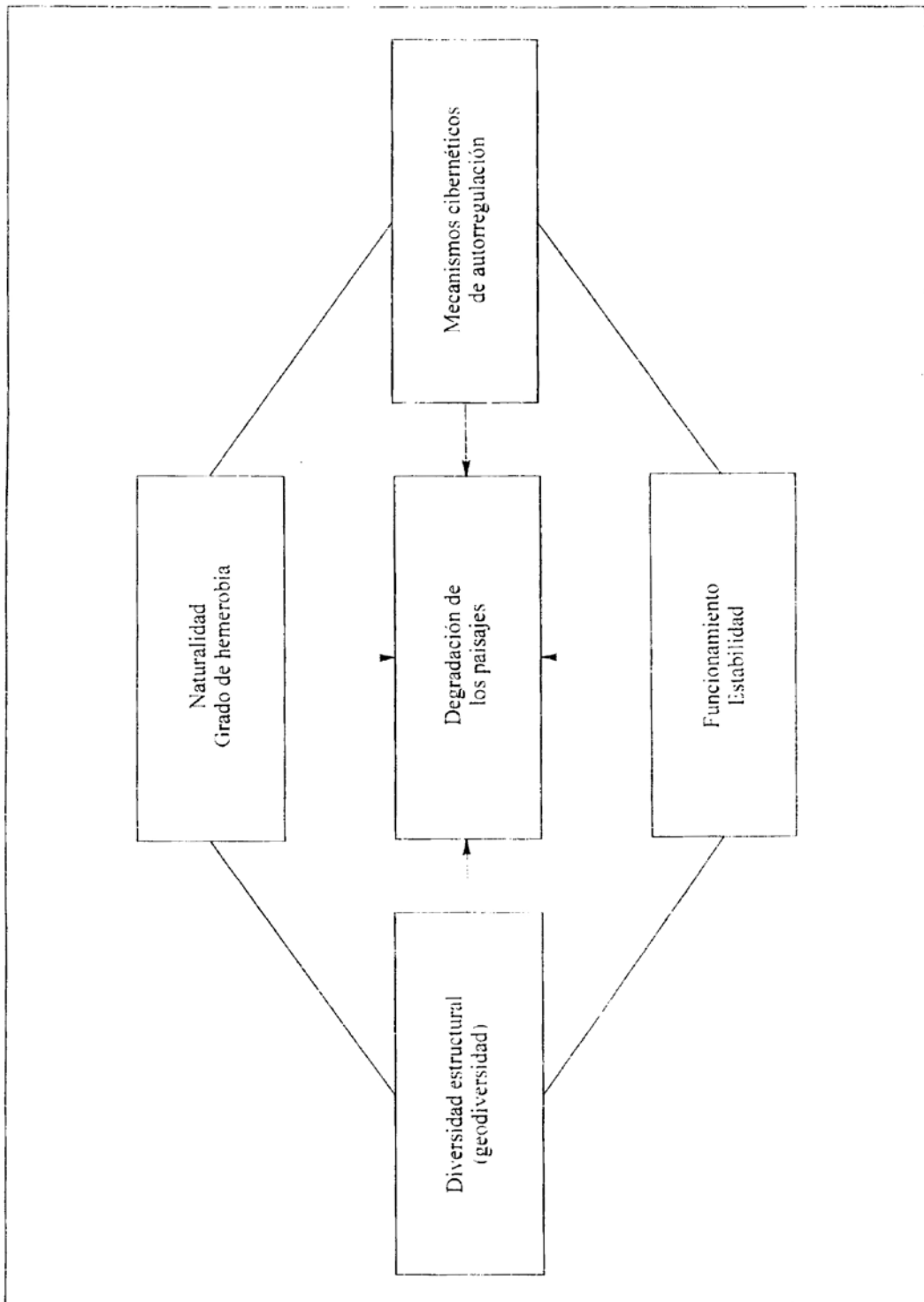


Figura 7. Relación entre los atributos fundamentales que determinan la degradación geocológica de los paisajes

José Manuel Mateo Rodríguez y Mario Arturo Ortiz Pérez

La estabilidad funcional, vista así como expresión del funcionamiento, refleja la forma del desarrollo del paisaje mediante el cambio de los estados (diario, estacional y anual), a través de la dinámica de transformación y estabilización (Diakonov e Ivanov, 1991). La estabilidad se determina por el correspondiente invariante (memoria estructural), o sea, la forma de permanencia del objeto (el paisaje), que unifica a todos los estados en una misma dirección de desarrollo (I. I. Mamai, 1993).

La estabilidad refleja, de tal manera, la capacidad del geosistema de mantenerse funcionando, de cumplir ciertas funciones geocológicas inherentes a una organización interna, de conservarse en un estado de equilibrio dinámico y de trabajar con eficiencia, brindando cierto nivel de productividad.

*-Mecanismos de control o de autorregulación del sistema:* son aquellos que garantizan la autorregulación, la estabilidad y las bases de aseguramiento vital de los geosistemas. Los constituyen reguladores de las relaciones reversibles, concibiendo al geosistema como un sistema autorregulado. Reflejan los procesos de interrelación, de interrelaciones sinérgicas en el geosistema.

El mecanismo de relaciones reversibles del geosistema es el único instrumento con ayuda del cual el sistema es capaz de contraponer las perturbaciones, garantizar la estabilidad y la capacidad de autogeneración y evitar la degradación. Este mecanismo se apoya en un sistema de reguladores, que se manifiestan bajo la forma de la célula elemental del sistema autorregulado, formado al menos por dos componentes o elementos del sistema, que se interrelacionan entre sí, y que conducen al desarrollo. Por ejemplo: la cubierta vegetal y los suelos en un área homogénea del territorio. La célula se forma por dos tipos de elementos: el receptor y el emisor. El carácter del "programa" propio de tales tipos de células depende del tipo de relaciones que se establecen entre los elementos (positivos o negativos). Si el elemento receptor del impacto cambia en el mismo sentido que el emisor, la relación es positiva. En el caso contrario, la relación es negativa. Se considerará como relación nula a la falta de relaciones en una u otra dirección. Son responsables de la autorregulación las combinaciones siguientes: 1 (+/+); 2 (=); 3 (+/-), 4 (-/+); (Y. G. Puzachenko, 1989).

Con las relaciones reversibles positivas (combinación 1) y de conductores (combinación 2), el sistema reacciona a cualquier impulso externo con un alejamiento creciente del estado de partida. Las combinaciones 3 y 4 garantizan la homeostasis. Después de una perturbación de corto tiempo, el sistema regresa al estado anterior. Si no se quita la carga, entonces el "programa" del sistema autorregulado lo lleva a un nuevo estado de equilibrio estable (homeostasis).

Los geosistemas son estables cuando son capaces de "absorber" la señal exterior, que es transmitida muchas veces de un elemento a otro (a través del mecanismo de relaciones reversibles), provocando el nivel o mecanismo de defensa contra el "ruido", esto es, de los flujos de EMI provenientes del mundo exterior.

## La degradación de los paisajes como concepción teórico-metodológica

Tales medios de defensa del geosistema son aquellos que pueden contraponer el ruido y las perturbaciones. En los geosistemas se pueden distinguir los siguientes tipos de medios de defensa: de relaciones reversibles, fisiológicos y fenotípicos de la materia viva, genético-evolutivos y geoeosistémicos. J. I. Zonneveld (1983), al hablar de los mecanismos de defensa, hace uso del concepto de "ecoartefacto", desarrollado por Van Leuwen, que se basa en las formas y vías en que los flujos de EMI pasan de uno a otro ecosistema, manifestándose un conjunto de influencias mutuas. Pueden distinguirse cuatro tipos de mecanismos de defensa:

- La alimentación, que es una función dirigida a atenuar la subalimentación.
- La remoción o descarga, que es la función dirigida a eliminar la detención u obstrucción de desechos y residuos dañinos.
- La resistencia, que es la función de limitar o aguantar la sobrealimentación o sobrecarga de elementos.
- La retención, función de memoria que defiende al sistema de la pérdida de elementos valiosos.

Para el análisis de los mecanismos de control de los geosistemas es muy importante el concepto de estado crítico. El estado crítico es aquel en el cual se altera el funcionamiento de los mecanismos de sostenimiento de la estabilidad y la autorregulación establecidos en el sistema, para lo cual se lleva a cabo una reestructuración cualitativa del mismo. La crisis refleja que cierto mecanismo, que sostiene al sistema en su estado normal, deja de funcionar y es sustituido por otro que debe responder por la calidad de nuevos procesos. El estado crítico es el estado del sistema, desde el cual se lleva a cabo su reestructuración radical. Mientras el sistema no haya perdido su capacidad de restablecimiento, permanece en la misma "esfera de estabilidad". Si a partir de los elementos del sistema destruido se crea una nueva estructura, entonces se puede hablar del tránsito a una nueva esfera de estabilidad. El momento del paso de un estado a otro es el estado crítico. Estos cambios generalmente son irreversibles. El par de sistemas estables, que son divididos por un punto crítico, se denominan báscula o conmutador (Puzachenko, *op cit.*).

En la Figura 8 se muestra la relación entre los mecanismos de control y el estado crítico. Se observan dos situaciones (D. Drew, 1986):

- la satisfactoria y pre-crítica, correspondiente a la degradación baja o nula, en la que el cese del esfuerzo o tensión del impacto, anterior al nivel del estado crítico, determina que aún existen condiciones para la recuperación del sistema, ya que aún funcionan las relaciones reversibles que garantizan el equilibrio dinámico, y el sistema puede absorber las señales exteriores (Figura 8).

- la situación crítica se presenta con la continuación del esfuerzo o tensión, entonces, el sistema pasa el nivel del estado crítico, no habiendo más condiciones para regresar al estado original. La eliminación de la tensión o el impacto debe permitir una estabilización que tienda a la formación de un nuevo nivel de equilibrio.

José Manuel Mateo Rodríguez y Mario Arturo Ortiz Pérez

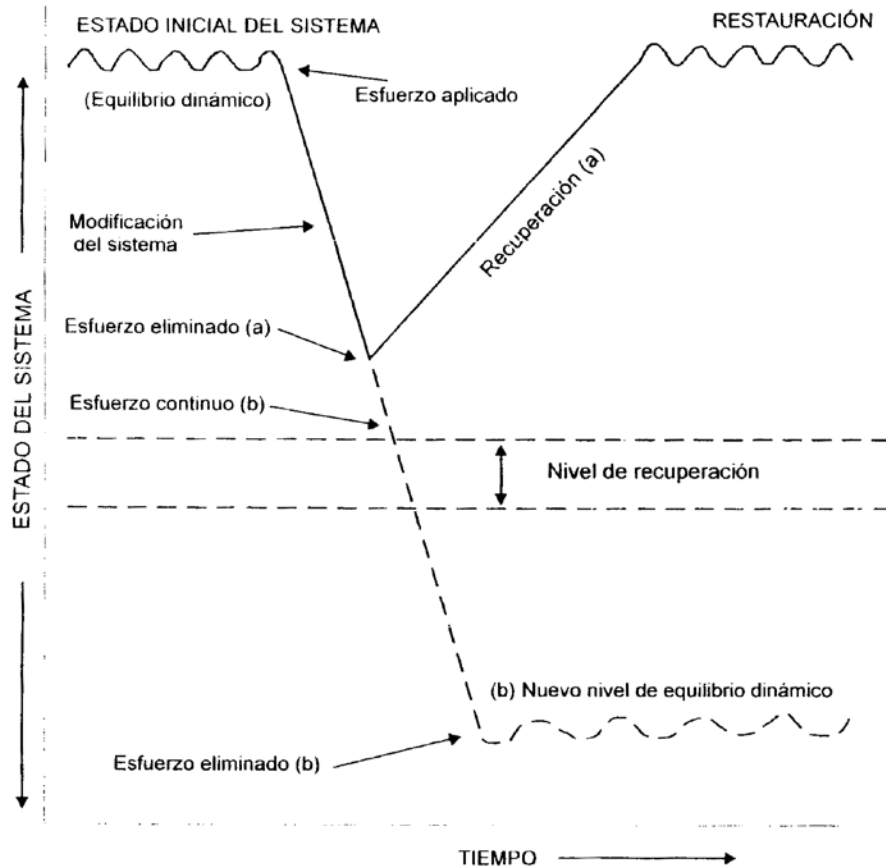


Figura 8. Reacción de un sistema ambiental a un esfuerzo o tensión que le ha sido impuesto (según D. Drew, 1986)

Al analizar los mecanismos de control de los geosistemas, es necesario tener en cuenta tanto la estructura vertical (de los componentes y elementos), como la estructura horizontal. Ello implica la disposición en planta de geosistemas de orden inferior (las llamadas "unidades morfológicas del paisaje") y la interrelación entre los mismos, lo cual se manifiesta en la estructura funcional del paisaje. De acuerdo con el papel que juegan en el balance los flujos de EMI y las relaciones horizontales, se podrán distinguir geosistemas reguladores de conexión o corredores, de armazón, nudos o núcleos (A. Toccolini, 1931).

Lo anterior refleja la articulación espacial de los mecanismos de regulación de control. En este caso, la célula de las relaciones reversibles estará formada por elementos de la estructura horizontal del paisaje, o sea, por determinadas "unidades del paisaje".

## La degradación de los paisajes como concepción teórico-metodológica

-*Grado de naturalidad (hemerobia)*: refleja la fuerza de la influencia e impacto humano, manifestada en la transformación del geosistema (O. Bastian, 1993). En la Figura 9. se muestran los grados de hemerobia del geosistema, los procesos e índices del impacto antropogénico y tecnogénico para cada uno de dichos grados, y el tipo de transformación inherente a cada uno de ellos. En este sentido, es de destacar cómo el grado de hemerobia se relaciona en forma estrecha con el carácter de reversibilidad de las transformaciones. A un mayor grado de hemerobia, se tiende a un carácter más irreversible de las transformaciones. Sobre esta base es de sugerir una cierta relación entre el grado de degradación y el de hemerobia, aunque no debe ser tomado como un indicador único y directo. Se precisa, además, esclarecer en casos concretos la relación entre hemerobia y degradación, que puede depender de factores tales como el carácter de la utilización del paisaje, la tecnología y las propiedades intrínsecas del geosistema (geodiversidad, funcionamiento, mecanismo de relaciones reversibles).

El grado de naturalidad refleja, a su vez, las formas y características de la interrelación entre sistemas naturales y sistemas sociales. El impacto del hombre en el sistema natural resulta de la organización social adoptada y de un esquema de valores, sintetizados como una categoría de racionalidad ambiental (E. Leff, 1994). Existen dos formas de interrelación entre los sistemas naturales y los sociales: la adaptación del sistema social al potencial de los paisajes, a sus restricciones y limitantes; o la gestión y transformación de los paisajes naturales por el sistema social en función de sus objetivos y sus capacidades científicas, técnicas y organizativas. La capacidad de manejo y transformación de la sociedad es una manifestación de la intervención del sistema social en el sistema natural, y es el resultado de la creciente capacidad científico-tecnológica del hombre para convertir y transformar energía, crear y transformar materiales, alterar procesos geoecológicos, y generar y utilizar volúmenes crecientes de información (P. Bifani, 1982).

En algunos casos, el sistema material intervenido ha logrado mantenerse gracias a que el impacto no alteró el funcionamiento ni el mecanismo de autorregulación y retroalimentación que preservaron su estabilidad, no manifestándose de forma significativa la degradación geoecológica.

Sin embargo, en otros casos, la magnitud y violencia de la intervención social, han originado la alteración del funcionamiento y de los mecanismos de autorregulación, lo cual se ha manifestado en un aumento de la inestabilidad, que induce a la degradación. Ello provoca, a su vez, la necesidad de una nueva intervención antropogénica, para recuperar las capacidades autorreguladoras y productivas del sistema.

Las interacciones entre el sistema natural y el social van más allá de una simple interrelación; se presenta un fenómeno de interdependencia, definido por la asociación de dependencia mutua, necesaria e inevitable entre ambos sistemas y que es la garantía y desarrollo de ambos. Dicha interdependencia reconoce la multiplicidad de los procesos y mecanismos de retroalimentación y autorregulación en sus dimensiones temporales y espaciales. Ello conduce a reconocer que los sistemas naturales pueden desarrollar ciertas capacidades adaptativas frente a las acciones internas. Sobre esta base pueden estructurarse sistemas



José Manuel Mateo Rodríguez y Mario Arturo Ortiz Pérez

| Grado de transformación  | Grado de hemerobia del geosistema | Procesos e índices del impacto antropogénico y tecnogénico   |
|--|-----------------------------------|--|
| Transformaciones irreversibles de las propiedades estables de los geosistemas            | Metahemeróbico                    | Creación de una superficie abierta impermeable. Envenenamiento del suelo. Afloramiento, liquidación y enterramiento de los suelos y basamento.   |
| Transformaciones reversibles de las propiedades laterales y variables de los geosistemas | Poli-hemeróbico                   | Creación de superficie parcial o débilmente permeable. Rellenos por basamentos artificiales y basureros. Extracción o relleno de suelos fértiles. Introducción parcial de elementos tóxicos en la circulación substancial. |
|  | -o-hemeróbico                     | Formación de huecos. Hidromorfización antropogénica de los suelos profundos y fértiles para la horticultura.   |
| Transformaciones reversibles de las propiedades potenciales de los geosistemas           | -o-hemeróbico                     | Laboreo del suelo. Intenso uso no agrícola y pastoril de las tierras. Forestación de las ciudades. Creación de macizos arbóreos. Reforestación artificial en correspondencia con las condiciones ecológicas.               |
|  | Meso-hemeróbico                   | Utilización pastoril de las tierras. Uso de los bosques. Intensa utilización turística.  |
| No existen transformaciones  | Oligo-hemeróbico                  | Débil utilización de los bosques y pastos. Contaminación de las tierras por las aguas residuales y sustancias dañinas contenidas en el aire.   |
|  | A-hemeróbica                      | No existe impacto tecnogénico.   |

Figura 9. Clasificación de los geosistemas transformados antropogénicamente (según Bilwitz, 1980)

#### La degradación de los paisajes como concepción teórico-metodológica

ajustables, con alto grado de hemerobia y poco degradados, e incluso altamente productivos, que son el resultado de la acción humana consciente, y que son susceptibles de controlarse dentro de ciertos márgenes. Son los "paisajes culturales" definidos por Isachenko (1980), o los "sistemas agrícolas adaptados" (M. Monasterio *et al.*, 1985).

De tal manera, la degradación geocológica es la expresión sintética del carácter de las interrelaciones entre los sistemas naturales y sociales, dependencia que adquiere un carácter complejo, y que se produce entre tres componentes básicos de la interacción: los impactos, las respuestas y las propiedades del sistema (Figura 10).

El carácter del grado de naturalidad o degradación depende, en gran parte, de las señales, perturbaciones o impulsos que el sistema social emite, a través del impacto. Se distinguen así los siguientes tipos de perturbaciones, de acuerdo con la magnitud, escala de rapidez y extensión del fenómeno impactante (Yu. G. Puzachenko, 1989; V. A. Svetlosanov, 1990):

- Pequeñas perturbaciones, que actúan permanentemente y están en crecimiento. Por ejemplo, la fertilización.
- Impulso de corto tiempo, con gran amplitud de impacto, de forma escalonada. Por ejemplo, la tala del bosque.
- Impulso único de corto tiempo, con pequeña amplitud del impacto. Puede ser el caso de un vertimiento de arena en la playa.
- Impulsos repetitivos, de corto tiempo y pequeña magnitud. Por ejemplo, la extracción de agua a través de pozos.

La reacción del sistema natural a los diversos tipos de impulso y el carácter de la degradación dependerán del funcionamiento y del mecanismo de autorregulación, así como de las propiedades del sistema (Figura 11).

#### LA DEGRADACIÓN GEOECOLÓGICA COMO INSTRUMENTO DE ANÁLISIS EN LA PLANIFICACIÓN Y LA GESTIÓN AMBIENTAL

La degradación geocológica de los paisajes puede concebirse como un atributo sintético, como una respuesta integral de la eficiencia de la interacción entre los sistemas naturales y sociales en un determinado territorio. Constituye, por tanto, un problema ambiental, que de por sí es la manifestación de un déficit o defecto de la racionalidad ambiental. Es el resultado de un exceso de carga de las demandas de un consumo social dado sobre el paisaje, como soporte territorial. Puede responder, además, a una deficiencia general de sustentabilidad de un grupo social organizado (L. Aistein, 1994).

Al ser la degradación geocológica la respuesta a todos los complejos mecanismos que existen en los paisajes, y ser su identificación y caracterización un proceso relativamente fácil, se convierte en un procedimiento metodológico cada vez más útil en el análisis geocológico.

José Manuel Mateo Rodríguez y Mario Arturo Ortiz Pérez

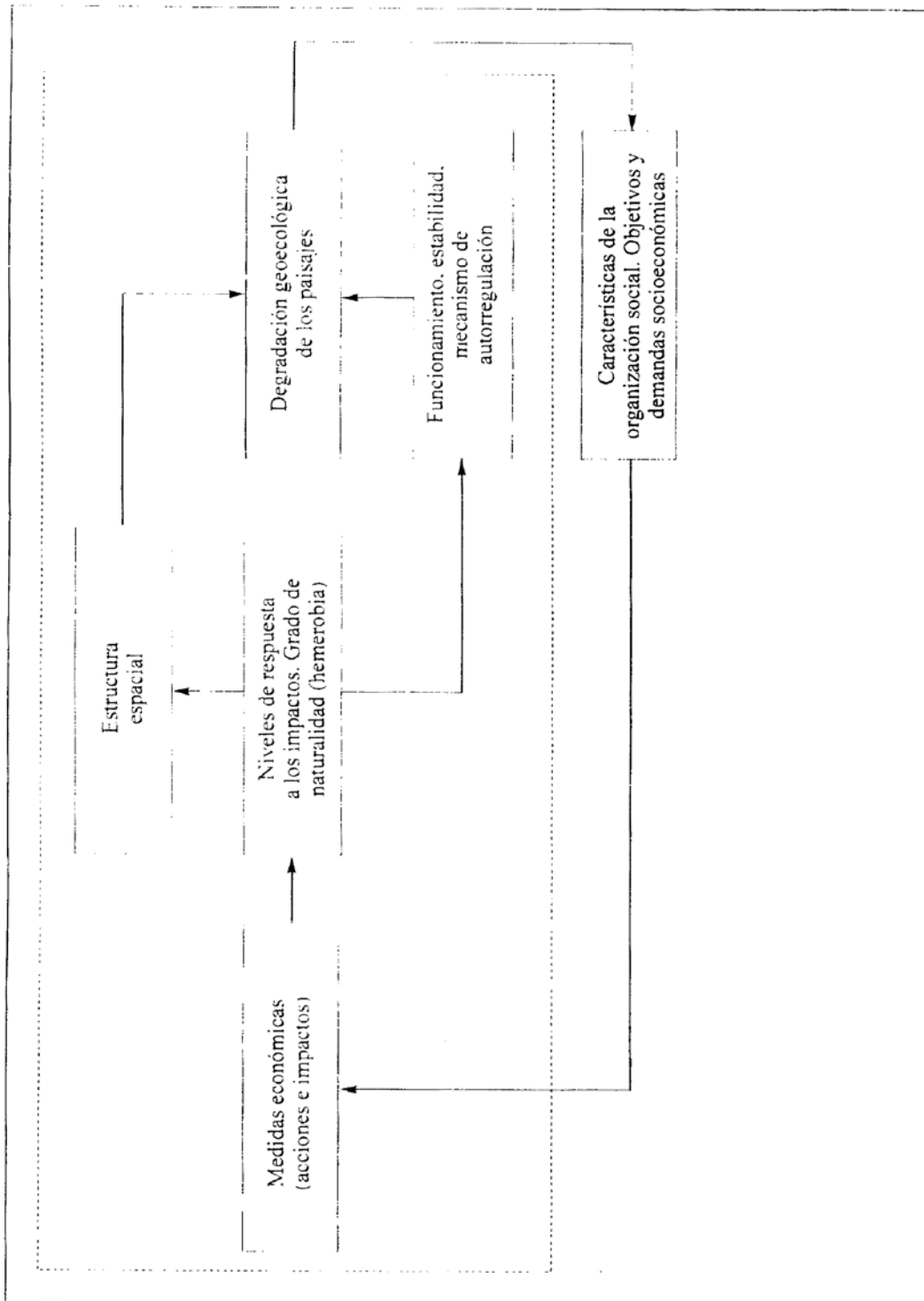


Figura 10. La degradación geocológica en el contexto de las interdependencias entre los sistemas sociales y los naturales

La degradación de los paisajes como concepción teórico-metodológica

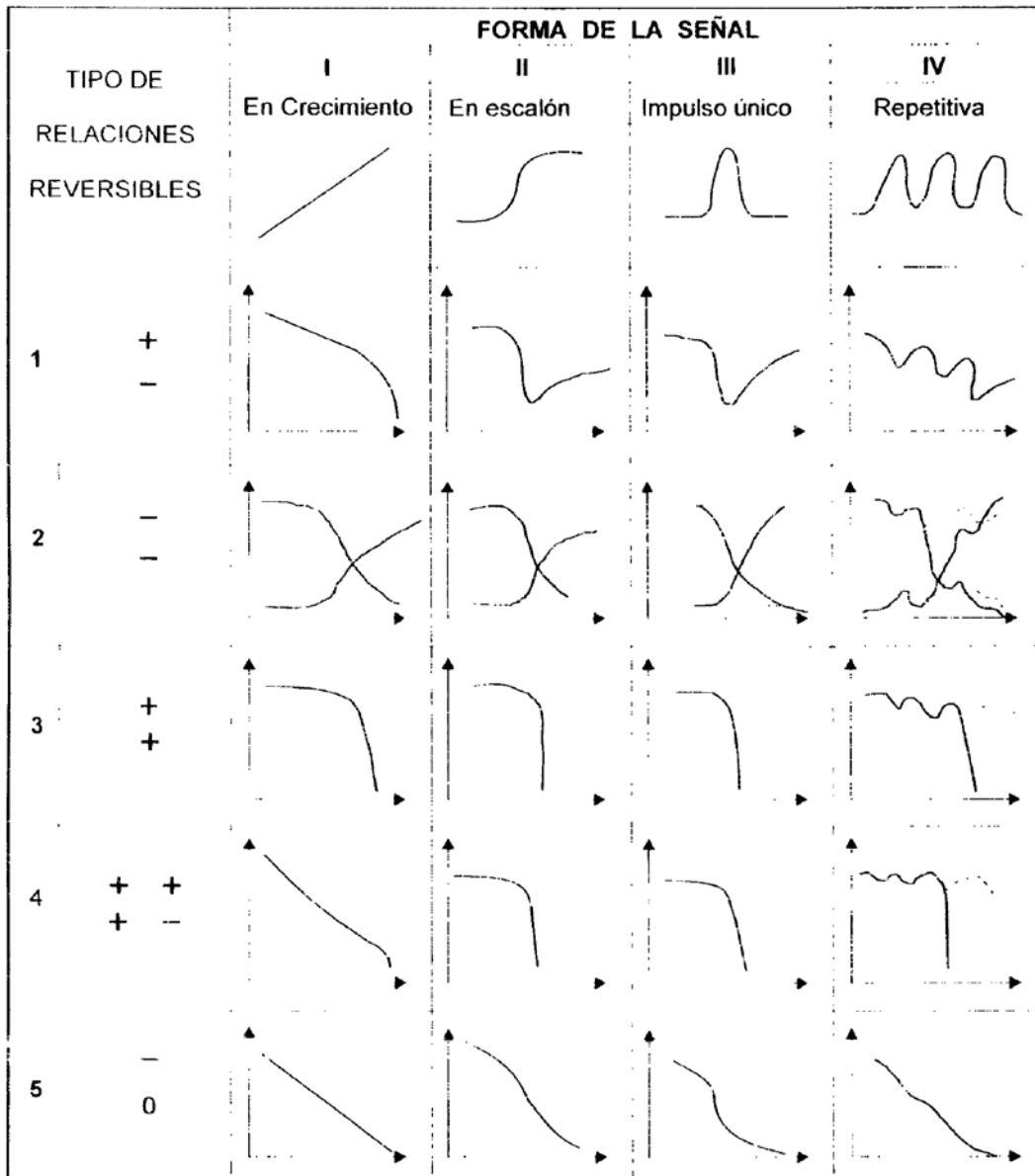


Figura 11. Representación gráfica de la reacción del sistema con diferentes tipos de relaciones reversibles a los impactos o señales externas características (según Yu G. Puzactienko, 1989). En el eje horizontal, se muestra el tiempo. En el eje vertical, la capacidad vital del sistema. En trazo discontinuo, posibles variantes de desarrollo del sistema

José Manuel Mateo Rodríguez y Mario Arturo Ortiz Pérez

Por otra parte, el lugar de la degradación geoecológica se hace más importante con el cambio del carácter de los procedimientos de la planificación ambiental (Méndez Vergara, 1992). Así, en las condiciones actuales en que el proceso de asimilación de los territorios ha avanzado en la mayoría de los países, la asignación de tipos funcionales de utilización, de acuerdo con el potencial de recursos, es una tarea que se restringe cada vez más (Vargas Ulate, 1993).

Las condiciones de la utilización intensiva de los recursos, el problema de la pérdida de la capacidad productiva y el decrecimiento del potencial original, que son resultado de la degradación geoecológica, se van convirtiendo, cada vez más, en elementos clave para reordenar el territorio y para establecer un sistema de medidas dirigidas a la protección y optimización ambiental.

En este sentido, en el proceso de planificación y gestión ambiental, el análisis de la degradación geoecológica de los paisajes tiene una relevancia significativa en los siguientes momentos:

1. Al conformarse un sistema local regional de desarrollo sustentable. En las actuales condiciones de crisis ambiental y de urgente necesidad de construir gradualmente un desarrollo sustentable, crece en particular el papel de los paisajes con poca o ninguna degradación. Estos paisajes pueden formar el armazón mediante el cual se puede construir el sistema regional y local del desarrollo sustentable. Estos paisajes se pueden dividir en dos grupos:

- Los paisajes naturales y seminaturales conservados, que representan las regiones no asimiladas de difícil acceso, y que forman la parte natural del armazón (o esqueleto) de la estabilidad.
- Los paisajes transformados antropogénicamente, que se distinguen por tener una productividad alta y estable. Son los agropaisajes culturales altamente productivos, que sostienen la parte principal de la población a nivel local y regional. Tales paisajes pueden formar la parte antropogénica del armazón de la estabilidad.

Un papel principal en la construcción del desarrollo sustentable lo tienen los paisajes degradados en estado crítico. Estos paisajes conforman una situación de umbral, un punto crítico particular en el estado geoecológico del territorio. Tales paisajes están en peligro de llegar a cambios irreversibles en los sistemas de sostenimiento vital de la sociedad. Por lo tanto, se plantea la necesidad de establecer medidas urgentes para estabilizar su degradación. Aquí se pueden seleccionar dos variantes:

- El regreso a un cierto estado dinámico del paisaje en el que se frene o limite la degradación.
- El paso a paisajes fuertemente degradados, de condiciones extraordinarias (o catastróficas), donde la destrucción de los basamentos del aseguramiento vital de la humanidad tienen un carácter irreversible y han conducido a una completa transformación de su estructura y a una seria amenaza a la vida humana. Situaciones tales exigen de medidas urgentes y excepcionales de reestructuración geoecológica y socioeconómica a nivel nacional e internacional.

## La degradación de los paisajes como concepción teórico-metodológica

2 Al diseñarse y aplicarse un sistema territorial de estabilidad ecológica (STEE). Éste se define como un sistema racionalmente diseñado con respecto a los elementos geoecológicamente esenciales del paisaje, que permiten crear las condiciones básicas para el mantenimiento a largo plazo del balance ecológico de los paisajes antropizados inestables o menos estables (Bucek y Lacina, 1985). El diseño de este sistema constituye la forma concreta de aplicar la sustentabilidad ambiental y espacial, en particular, y de poner en ejecución los principios del "paisaje sostenible". Justamente, dicho sistema debe evitar en lo posible la degradación, y maximizar y hacer más eficiente el uso de los potenciales. Para el diseño del paisaje sostenible, a través de la implementación de un sistema territorial de estabilidad ecológica, deberán cumplirse los siguientes requerimientos (Forman, 1989; Sánchez Ross, 1994):

- El establecimiento de una organización social y económica del territorio ecológicamente estructurada, que lleve al logro de una calidad de vida satisfactoria.
- La estructuración de una configuración espacio-temporal óptima de los geosistemas y de los impactos humanos, que responda a las regularidades de las estructuras y a la diversidad espacial de los paisajes.
- La garantía del funcionamiento y la acción de los mecanismos de autorregulación óptima de los geosistemas, mediante un arreglo espacial adecuado, que dé lugar a relaciones espacio-funcionales en el paisaje y en los sistemas externos, sobre la base de un balance equilibrado de los flujos de energía, materia e información.
- La formación de una red de elementos estables que aseguren el cumplimiento de las funciones geoecológicas de todos los componentes del paisaje, y que se traduzcan en una preservación de la integridad, organización espacio-temporal y coherencia del geosistema.

3 En el establecimiento de la capacidad de carga sobre los paisajes. La carga antropotecnogénica sobre los paisajes se define como una medida o magnitud del impacto antropotecnogénico, que se expresa por el número máximo de individuos de una población o un parámetro indicador de ciertas actividades humanas, que no provocan degradación ni cambios irreversibles en el ambiente y que permite el logro de un nivel predefinido de bienestar y del cumplimiento de determinadas funciones socioeconómicas (Antrop, 1993; Salinas y Mateo, 1993). De tal modo, la carga constituye una expresión numérica integradora que sintetiza el tipo, nivel, y régimen del manejo racional deseado en la utilización de la naturaleza por parte de la sociedad (Ahern y Fabel, 1989).

Constituye un índice de regulación de las relaciones energético-sustanciales y espacio-funcionales en el sistema, siendo integradores de todos los argumentos sistémicos del paisaje. El establecimiento de las cargas sobre los paisajes se convierte en un instrumento clave en la planificación y gestión ambiental, por cuanto expresa objetivamente las medidas de las actividades económicas y humanas que pueden ser geoecológicamente sustentables.

Existe una estrecha relación entre carga y degradación geoecológica. Sobrepasar la capacidad de carga máxima de los paisajes significa que se desaten los procesos de degradación. Por otra parte, los métodos para el establecimiento de la carga son

José Manuel Mateo Rodríguez y Mario Arturo Ortiz Pérez

principalmente inductivos y operativos. La determinación del grado y el carácter de la degradación en un contexto espacio-temporal definido, puede ser un instrumento objetivo y efectivo para fijar las normas de las cargas.

4 En el establecimiento del sistema de medidas para el uso racional de un territorio, y la determinación del costo y el volumen de inversiones necesaria y la determinación del costo para la gestión. De acuerdo con el grado de degradación se pueden seleccionar los siguientes tipos de medidas (J. S. Maini, 1992; Luchesi *et al.*, 1992):

- Autorenovación: incluye la capacidad del paisaje para retroalimentarse por sí solo, para recuperar en poco tiempo el estado anterior a la intervención humana. Son estos los paisajes poco o no degradados, en los cuales se pueden aplicar medidas de aprovechamiento, protección y conservación.
- Rehabilitación: exige de prolongados períodos de recuperación, de complejas medidas técnicas junto con procedimientos normales, de métodos de regeneración y de cambios de uso de la tierra. Son medidas propias para los paisajes degradados.
- Restauración: la recuperación es prácticamente irreversible por vía natural. Exige de colosales medios técnicos y, prácticamente, de la formación de nuevos paisajes. Son medidas adecuadas para paisajes muy degradados en estado crítico y catastrófico.

A medida que los paisajes se encuentran menos degradados, la capacidad para tomar medidas de prevención se incrementa. Por otra parte, el costo de la implementación de las medidas aumenta con el grado de degradación (Figura 12).

5. En la aplicación del sistema de medidas de carácter profiláctico para limitar o eliminar la degradación geoecológica. La construcción del desarrollo sustentable dicta la necesidad de llevar a cabo un cambio radical en los enfoques para solucionar los problemas ambientales. Hasta ahora, tradicionalmente la sociedad choca con profundas "enfermedades ecológicas". Una de las causas de esta situación es el significativo retraso en la percepción de la degradación. En la Figura 13A se muestra la consecuencia de tal situación. La sociedad presta atención a la degradación cuando ya se manifiestan los problemas ambientales, y la situación sólo se puede remediar por medio de cuantiosos gastos.

Para construir la sustentabilidad, hay que cambiar los comportamientos con respecto a la degradación geoecológica. Es necesario aprender a actuar al nivel de la percepción de los posibles problemas, antes de que aparezcan las consecuencias negativas de la degradación. Es necesario tomar a tiempo medidas de prevención y profilaxis para estabilizar los paisajes. Justamente la conformación de un sistema local y regional de desarrollo sustentable y la puesta en acción de un sistema territorial de estabilidad ecológica incluyen el carácter profiláctico de las medidas de uso racional y protección de la naturaleza. En la Figura 13B se muestra el esquema ideal de las acciones preventivas. Para lograr los objetivos planteados se requiere de una corrección reguladora del funcionamiento de los geosistemas, con el propósito de llegar a una línea de deseo óptimo. Para ello, debe impedirse que progresen los procesos destructivos, y se creen situaciones de degradación (Sdasiuk y Shestakov, 1994).

La degradación de los paisajes como concepción teórico-metodológica

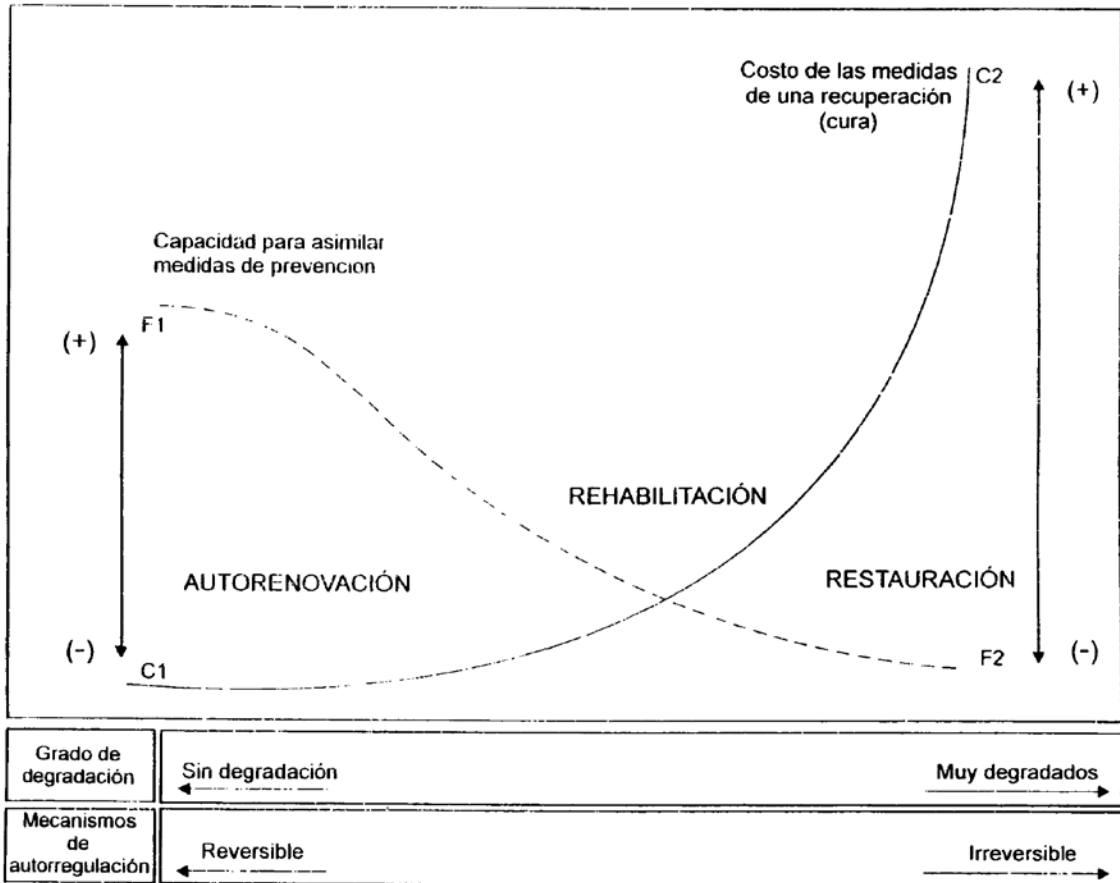
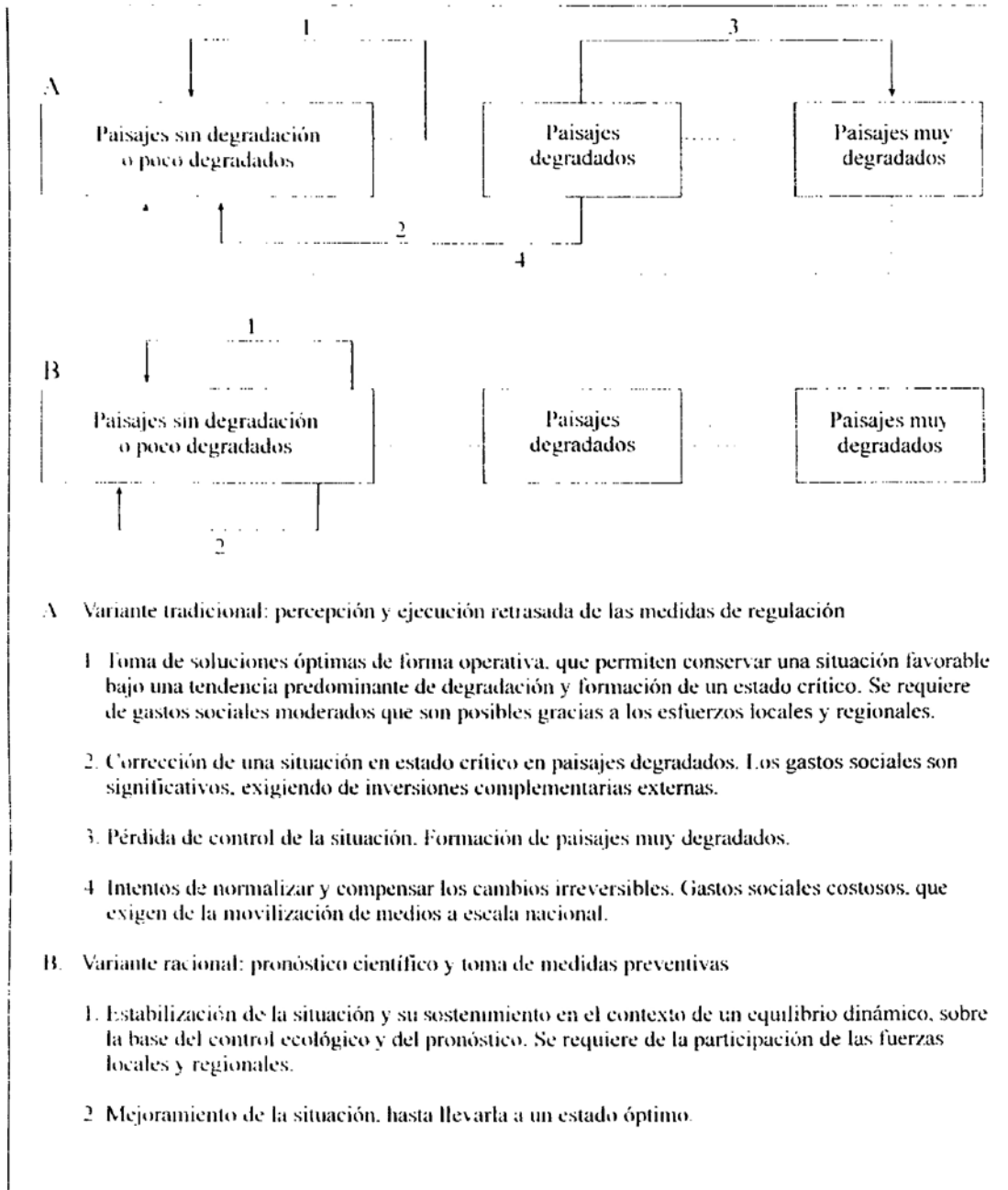


Figura 12. Relación entre el nivel de degradación, el carácter de los mecanismos de autorregulación y el proceso de recuperación (adaptado de J.S. Maini, 1992)



Jose Manuel Mateo Rodríguez y Mario Arturo Ortiz Pérez



Figuras 13 A y B. Esquema de las posibles variantes de regulación y limitación de la degradación geoecológica de los paisajes (modificado de V. Sdasivk y A. S. Shestakov, 1994)

## CONSIDERACIONES FINALES

El análisis llevado a cabo hasta ahora se ha basado fundamentalmente en la percepción de la degradación geoecológica, como un proceso existente y una realidad virtual. Si se busca que la sociedad sea capaz, no sólo de imitar y frenar, sino incluso de revertir la crisis ambiental, es preciso eliminar las causas posibles que conducen a la aparición y progresión de la degradación. Se trata, entonces, de fortalecer y consolidar la capacidad de manejo y gestión de los sistemas naturales por parte de la sociedad. Ello deberá partir de dos conocimientos básicos: la susceptibilidad a la degradación de los diversos sistemas y el esclarecimiento de los factores que condicionan el surgimiento y crecimiento de la degradación. Ambos aspectos están en estrecha relación con el arreglo y las condiciones del medio (el paisaje en sus diversas acepciones) y con el comportamiento de las formas de organización espacial.

El estado actual del conocimiento de la degradación, bajo un enfoque teórico-conceptual, permite entender las vías y mecanismos de su aparición y distribución. Sin embargo, la profundización de estos conocimientos y, sobre todo, la elaboración de procedimientos que contribuyan a pronosticar su aparición y crecimiento, están en estrecha dependencia con las investigaciones concretas a nivel local y regional, que se realicen en diferentes contextos biofísicos, geográficos y socioeconómicos.

La obtención de informaciones objetivas sobre la manifestación de la degradación geoecológica de los paisajes, en diferentes realidades locales y regionales, constituirá una vía, no sólo para adquirir conocimientos dirigidos a aumentar nuestra capacidad de manejo y gestión de los sistemas naturales con el propósito de prever las posibles manifestaciones de la degradación geoecológica, sino para aprender a construir la sustentabilidad en los futuros esfuerzos para desarrollar nuestras sociedades.

José Manuel Mateo Rodríguez y Mario Arturo Ortiz Pérez

## BIBLIOGRAFÍA

Ahern, J. and J. Fabel (1989), "Linking the local with the global: Landscape ecology, carrying capacity, and the sustainable development paradigm", *IFLA Yearbook 1984*. Clause & Boss, Leec, USA, pp. 135-143.

Aistein, L. (1994), *Maestria en Gestión Ambiental del Desarrollo Urbano*, Modelo 1ª, vol. 1, Centro de Investigaciones Ambientales, Mar del Plata.

Antrop, M. (1993), "Invisible connectivity in rural landscapes", *Geojournal*, vol. 29, núm. 4, pp. 57-62.

Bastian, O. (1993), "The assessment of landscape habitat value at different scales", *Acta Geographica Debrecina*, T. XXX-XXXI: Debrence, pp. 29-45.

Bertrand, D. (1984), "Les géographes français et leurs paysages", *Annales de Géographie*, Paris, No. 516, pp. 218-229.

Bertrand, C. et G. Bertrand (1992), "Territorialiser l'environnement, un objectif pour la Géographie", *GEODOC, Documents de Recherches de l'UFR. Géographie et aménagement*. Université de Toulouse-Le Mirail, núm. 37, Tolouse, France.

Bifani, P. (1982), "Desarrollo y medio ambiente-III. Tecnología. Medidas de Control. Planificación del Desarrollo. Conclusiones generales", *Cuadernos del CIFCA*, núm. 26, Madrid.

Bilwitz, K. (1979), *Los problemas metodológicos del estudio de las Ciencias de la Tierra y el impacto técnico en las estructuras paisajísticas* (en alemán), *Wiss. Zeitschrift Univ. Halle*, v. XXVIII.

Bucek, A. y L. Lacina (1985), "The skeleton of ecological stability of landscape in landscape planning", *Proc. of the VII<sup>th</sup> Int-Symposium on Problems of Landscape Ecol. Research*, Pezinok, Checoeslovaquia, pp. 37-40.

Diakanov K. N. y A. N. Ivanov (1991), "Estabilidad e inercia de los geosistemas" (en ruso), *Revista de la Universidad Estatal de Moscú*, núm. 1, pp. 28-35.

Drdos, J. (1992), "On the carrying capacity of environment", *Geografía y Desarrollo*, vol. 3, núm. 7, México, D.F., pp. 19-24.

Drew, D. (1986), *Procesos interativos Homem-Meio Ambiente*, Difel S. A., Sao Paulo.

Dubois, J. C. (1992), "Alternativas agroflorestais para a recuperação de los degradados na regioao norte do Brasil", *Anais do Simposio Nacional Recuperação de Areas Degradadas*. Universidad Federal do Paraná, Curitiba, pp. 107-125.

La degradación de los paisajes como concepción teórico-metodológica

- [1] Forman, R. T. (1989), "Ecologically sustainable landscape: the role of spatial configuration", *IFLA Yearbook 1989*, Clause & Boss. Leek, USA, pp. 85-93.
- [2] Glushko, F. V. y Y. V. G. Ermakov 1988 "Evaluación geoecológica del impacto antropogénico sobre los paisajes contemporáneos en fotos cósmicas" (en ruso), *Naturaleza y Recursos*, T. XXIV, nums. 2 y 4, Moscú, pp. 32-44.
- [3] Gore, A. (1993), *La tierra en juego. Ecología y conciencia humana*, Emecé Editores, Buenos Aires.
- [4] Gorshkov S. P. (1987), "Aspectos dinámicos de la Geografía Física" (en ruso), *La Geografía en el sistema de ciencias*. Editorial "Nauka", Leningrado, pp 102-116.
- [5] Haase, G. (1978), "Zur Ableitung und Kennzeichnung von Naturpotentialen", *Peterm Geogr. Miti. Gontha*, vol. 122, núm. 2, pp. 133-125.
- [6] Isachenko, A. G. (1991), *La ciencia del paisaje y la regionalización fisicogeográfica* (en ruso), Editorial Escuela Superior, Moscú.
- [7] Kotliakov, V. M., Trofimov, Y. P. Seliverstov y N. M. Soloduja (1995), "Modelamiento de las situaciones ecológicas", *Revista de la A.C. de Rusia*, núm. 1, pp. 5-20.
- [8] Leff, E. (1994), *Ecología y capital. Racionalidad ambiental, democracia participativa y desarrollo sustentable*, Siglo XXI Editores, México, D.F.
- [9] Luchesi, A. C., A. Morales, H. R. Santos & M. L. Souza (1992), "Pastagens: un sistema de produção para a reabilitação de áreas degradadas", *Anais do Simposio Nacional Recuperação de Áreas Degradadas*, Universidad Federal do Paraná: Curitiba, pp. 83-92.
- [10] Maini, J. S. (1992), "Desarrollo sostenible de los bosques", *Unasylva* Publicación de la FAO, vol. 43, núm. 169, pp. 3-8.
- [11] Mamai, I. I. (1993), "La estabilidad de los complejos territoriales naturales" (en ruso), *Revista de la Universidad Estatal de Moscú*, Serie Geografía, núm. 4, Moscú, pp. 3-10.
- [12] Mateo, J. (1991), *Geoecología de los paisajes*, Universidad de Los Andes, Mérida, Venezuela.
- [13] Mateo, J. (1994), "Planejamento Ambiental como campo de ação da Geografia", *V Congresso Brasileiro de Geografia*, Curitiba.
- [14] Marinov, H. (1979), "Theory about the equilibrium within the system man and society", *V Medzinarodne Symposium o Problematike Ekologickeho Vyskumu Krajiny*, Stara Lesna, Checoeslovaquia, pp 55-60.

José Manuel Mateo Rodríguez y Mario Arturo Ortiz Pérez

||| Méndez Vergara, E. (1992), *Gestión ambiental y ordenación territorial*, Consejo de Publicaciones, Universidad de Los Andes, Mérida, Venezuela.

||| Miagkov, S. N. (1986), "Problemas de la geografía de los fenómenos naturales destructores a la luz de las tareas de la aceleración del progreso científico" (en ruso), *Revista de la Universidad Estatal de Moscú*, Serie Geografía, Moscú, pp. 9-15.

||| Monasterio, M., G. Sarmiento & D. T. Solbrig (1985), "Comparative studies in Tropical Mountain Ecosystems", *Biology International*, Special Issue 12, Paris.

||| Ortiz Pérez, M. A. y O. Oropeza Orozco (1992), "Consideraciones críticas sobre la investigación geográfica de los desastres de origen natural", *Geografía y Desarrollo*, México, D.F., vol. 3, núm. 7, pp. 2-8.

||| Preobrazhenski, V. S. y T. D. Alexandrova (1998; Eds.), *Fundamentos geoecológicos de la proyección y planificación territorial* (en ruso), Acadèmia de Ciencias de la URSS, Moscú.

||| Puzachenko, Yu. G. (1989), *Ecosistemas en estado crítico* (en ruso), Editorial 34 "Nauka", Moscú.

||| Runova, T. G., I. N. Volkova y T. G. Nefedova (1994), "Evaluación del impacto antropogénico en el medio para los objetivos del manejo de la utilización de la naturaleza" (en ruso), *Revista de la Academia de Ciencias de Rusia*, núm. 1, pp. 31-40.

||| Salinas, E. y J. Mateo (1993), *La capacidad de carga de los paisajes, un análisis y evaluación para el turismo*, Universidad de La Habana (inédito).







||| Sánchez Ross, J. (1994), "Análise empírica da fragilidade dos ambientes naturais e antropizados", *Revista do Departamento de Geografia USP*, Sao Paulo, Brasil, núm. 8, pp. 63-74.

||| Sdasiuk, G. V. y A. S. Shestakov (1994), "Situaciones ecológico-geográficas y necesidades del paso al desarrollo sustentable" (en ruso), *Revista de la Academia de Ciencias de Rusia*, núm. 1, Moscú, pp. 42-51.

||| Svetlosanov, V. A. (1990), "Estabilidad y estabilización de los ecosistemas naturales. Aspecto del modelaje", *Reuniones de la Ciencia y la Técnica, Viniti, Moscú*, T. 8, Serie "Problemas teóricos y generales de la Geografía", Moscú.

||| Toccolini, A. (1991), "The landscape of ecological stability as a key-system element in the rural planning process: method and application to an Italian area", *Proceedings of the European-Iale Seminar on "Practical Landscape Ecology"*, Roskilde University Centre, Roskilde, Denmark, vol. II, pp. 1-9.

La degradación de los paisajes como concepción teórico-metodológica

-  Tricart, J. & C. Kiewiet de Jonge (1992), *Ecogeography and rural management. A contribution to the International Geosphere – Biosphere Programme*, Longman Scientific & Technical, Burnt Hill, England.
-  Vargas Ulate, G. (1993), "El análisis ecológico en Geografía y el ordenamiento del espacio". *Paisajes Geográficos*, Centro Panamericano de Estudios e Investigaciones Geográficas, Año XIII, núm. 27, Quito, Ecuador, pp. 43-56.
-  Quadri de la Torre, G. (1988). *Ordenamiento ecológico del territorio. Llave para una gestión integral del medio ambiente*, Sria. de Desarrollo Urbano y Ecología, México, D.F.
-  Widaki, W. (1986), "The three states of a functioning geosystem: optimal, critical and catastrophic", *Landscape Synthesis, Conference Papers, Parts. I, Geoecological Found*, Halle, pp 156-161.
-  Zonneveld, J. I. S. (1983), "Some basic notions in Geographical Synthesis", *Geojournal*, "Landscape Synthesis", vol. 7, núm. 2, Wiesbaden, pp. 121-129.
-  Zvonkova, T. V (1985; Red.), *Fundamentos geográficos de los paisajes ecológicos* (en ruso), Editora de la Universidad Estatal de Moscú.

## REPERCUSIONES POR ASCENSO DEL NIVEL DEL MAR EN EL LITORAL DEL GOLFO DE MEXICO

Mario Arturo Ortiz Pérez y Ana Patricia Méndez Linares\*

### Resumen

Considerando el arreglo de la estructura fisiográfica e identificando las características geomorfológicas del perfil longitudinal de la costa, se reconocen dos zonas: la de intermareas (infralitoral) como el escenario básico de impacto directo en las variaciones del nivel del mar, y una franja adyacente perimareal (supralitoral) que por su disposición constituye una área de amortiguamiento o de riesgo potencial. En ambos escenarios se llevó a cabo un inventario de la vegetación y uso del suelo con objeto de conocer la composición y distribución de las áreas vulnerables al ascenso del nivel del mar. La identificación de uso del suelo se realizó mediante fotointerpretación con verificación de campo, estos resultados se procesaron en un sistema de información geográfica.

A partir del análisis anterior se identificaron cinco zonas vulnerables o susceptibles a las variaciones del nivel medio del mar, en el Golfo de México y Mar Caribe.

**Palabras Clave:** Variaciones del nivel del mar, vulnerabilidad costera, cambio climático, humedales.

### 1. Introducción

Desde el punto de vista hidrológico, el Golfo de México es una provincia distributiva, integrada por un área sedimentaria del orden de  $5.40 \times 10^6$  km<sup>2</sup>; es un sistema de 159 890 km de ríos (entre los que sobresalen dos de los mayores sistemas deltaicos del mundo: el del río Mississippi en Estados Unidos, y el de la cuenca del Grijalva-Usumacinta en México. Nuestro país posee 23 grandes sistemas lagunares-estuarinos; Tamaulipas cuenta con 41% de esta superficie estuarino-lagunar, Veracruz con el 19%; Tabasco con el 3% y Campeche con el 37% (Contreras, 1988; citado por Botello, et al., 1992).

Estos sistemas estuarinos se encuentran estrechamente incorporados con cuatro de los más productivos ecosistemas tropicales conocidos: las marismas, los manglares, los pastos marinos y los arrecifes coralinos (Botello, 1992).

Recientemente se advierte que las modificaciones globales de las condiciones naturales pueden generar cambios severos en los diferentes tipos de ecosistemas (ITESM-Guaymas, 1993).

Una de las consecuencias esperadas por el aumento del nivel del mar es la pérdida de humedales (Titus, 1985 citado por Titus, 1987) incrementándose el nivel de inundación en algunas áreas y decreciendo en otras. Por otro lado con la pérdida de humedales podría remover una importante barrera natural contra tormentas (Gagliano, et al. 1981; citado por Titus, 1987).

Tomando como referencia lo anterior, en este trabajo se consideró de interés principal a los humedales y usos del suelo que se ubican en la costa atlántica de México. Se llevó a cabo un análisis de distribución a lo largo de las zonas infralitoral y supralitoral y se determinaron las zonas con mayor susceptibilidad a las variaciones del nivel del mar.

---

\* Instituto de Geografía, UNAM.

## Antecedentes

Desde un punto de vista funcional, las zonas costeras representan áreas con estados físicos de alta energía en donde interactúan una diversidad de procesos geofísicos: terrestres y oceánicos, los cuales moldean de forma continua y permanente la geomorfología del borde continental, determinando a su vez, las propiedades biológicas, expresadas en la estructura y extensión espacial de los ecosistemas asociados (Pannier, 1992).

En particular el cambio climático global puede generar cambios biogeográficos en la tierra, de gran importancia ecológica y socioeconómica. Un grupo de 29 expertos (Task team on the Impact of Expected Climate Change on Mangroves) designados por la Comisión Oceanográfica Intergubernamental y Aspectos Marinos Relacionados (COMAR), conjuntamente con el Programa Ambiental de Naciones Unidas (UNEP) refieren las condiciones del cambio climático en el Golfo de México con un aumento en la temperatura de 1.5°C y un incremento en el nivel del mar de 20 cm, para el año 2025 (Maul, 1993). Para algunos ecosistemas el aumento del nivel del mar y de la temperatura es muy importante, por ejemplo los deltas y las playas son vulnerables al ascenso del nivel del mar, pero no al ascenso de la temperatura. En el caso de estuarios, humedales, lagunas y pastizales podrían ser moderadamente afectados por ambos fenómenos. Otros ecosistemas muy importantes como son los manglares y arrecifes coralinos presentan de baja a moderada vulnerabilidad al cambio climático, per se, pero ambos experimentan la presión de las actividades antrópicas como la deforestación, la sobrepesca, el turismo, etc (Pannier, 1992).

Pannier (1992) considera a los arrecifes coralinos, a los manglares, a las praderas de fanerógamas marinas, a las lagunas costeras, a la costa rocosa, a las playas y a la vegetación costera terrestre entre los ecosistemas más factibles a ser afectados por cambios globales.

El cambio climático no implica una elevación homogénea del mar. Durante los últimos 100 años, en todas las latitudes, la elevación global del nivel medio del mar ha sido de +/- 15 cm; sin embargo la *Environmental Protection Agency* de EUA ha predicho que el nivel del mar puede ascender a un máximo de 4.5 m en corto tiempo. Hay mucha controversia al respecto, especialmente por las variaciones que ocurren en escala local (Maul, 1993).

Existen diversos factores que están controlando los cambios en el nivel medio del mar (Dawes, 1986):

- 1) Cambios en masas oceánicas debido al aporte del hielo y glaciares en regiones polares en respuesta al calentamiento climático.
- 2) Cambios en el volumen del océano como resultado de la temperatura.
- 3) Cambios en el campo gravitacional debido a la redistribución del hielo, agua y ajuste dentro del manto de la Tierra.
- 4) Cambios en las formas de las cuencas oceánicas.
- 5) Movimientos de la corteza terrestre.
- 6) Cambios en el espesor de los sedimentos costeros no consolidados debido a compactación, consolidación, sedimentación y erosión de sedimentos, así como extracción de aguas freáticas, petróleo y gas, de los sedimentos.
- 7) Cambios en el nivel de áreas costeras debido a los cambios de los vientos locales y presión atmosférica.
- 8) Cambios en el régimen de descargas de ríos.
- 9) Cambios en las corrientes oceánicas.



### 3. Método

Se llevó a cabo una regionalización del Golfo de México y Mar Caribe que consistió en dividir convencionalmente al litoral en cinco amplias regiones, las cuales responden de cierta manera a las condiciones naturales, ya que desde el punto de vista climático, geomorfológico e hidrológico existen ciertas correspondencias.

Se identificaron las zonas infralitoral y supralitoral, siguiendo los criterios sugeridos por Davies (1980). Sin embargo, la delimitación de la zona supralitoral es un problema complejo de resolver debido a la falta de cartografía. Por ello y de manera convencional el área de riesgo potencial se delimitó definiendo a la zona en cuestión como una estrecha franja comprendida entre dos líneas imaginarias aproximadas: a) la línea de la altura media de las mareas altas; y b) la zona de inundación estacional o excepcional por marea de tormenta.

Una vez zonificadas las áreas costeras en dos franjas marginales: la infralitoral y la supralitoral, se llevó a cabo el levantamiento de las áreas naturales y uso del suelo para la línea de costa del Golfo de México a manera de inventario. Este, se realizó básicamente con fotografías aéreas de INEGI que cubrieron toda la franja costera. Debido a la amplitud de la zona de estudio, las fotografías fueron de diversas escalas y con fechas de los años 80's.

Considerando para la zona intermareal sin llegar a pormenorizar en la diversidad del gradiente ambiental, sólo se distinguieron en este estudio de gran visión a las marismas cubiertas de manglar y a las marismas sin vegetación aparente, es decir, a las planicies de inundación con pastos halófitos, ensalitradas o con blanquizales y a los cuerpos lagunares.

Con el propósito de obtener la caracterización y composición de los escenarios de vulnerabilidad para la zona supralitoral, se agruparon cinco clases de uso del suelo y vegetación (pantanos, pastizales, cultivos, campos de dunas y asentamientos humanos) y de esta forma se estimaron las áreas potencialmente afectadas.

Las unidades fotointerpretadas fueron transferidas a una cartografía base escala 1:50 000, haciendo uso del transferómetro y stereosketch, que posteriormente fue digitalizada en un sistema de información geográfica (ilwis). Se obtuvieron las áreas de las unidades resultantes y se llevó a cabo el análisis respecto a la distribución espacial de los componentes naturales y uso del suelo.

Se proyectaron los niveles de 1 y 2 m, con el fin de conocer el arreglo de distribución espacial o configuración tentativa, de las áreas de peligrosidad, y estimar cuáles son las localidades o tramos costeros de mayor fragilidad por dónde penetrará la inundación. Se generaron los modelos digitales de elevación a partir del banco de datos altimétricos de INEGI, dispuestos en una malla o canevas con bases equidistantes a cada 90 metros. Con la altitud conocida de estos puntos georeferenciados se procedió a una interpolación de los valores obteniendo el modelo del terreno aproximado, con curvas de nivel a cada metro.

### 4. Resultados

La regionalización que se obtuvo a partir de las características climáticas, geomorfológicas (Ortiz, P y L. M. Espinosa, 1991) e hidrológicas de la zona costera del Golfo de México y Mar Caribe se observa en la figura 1.

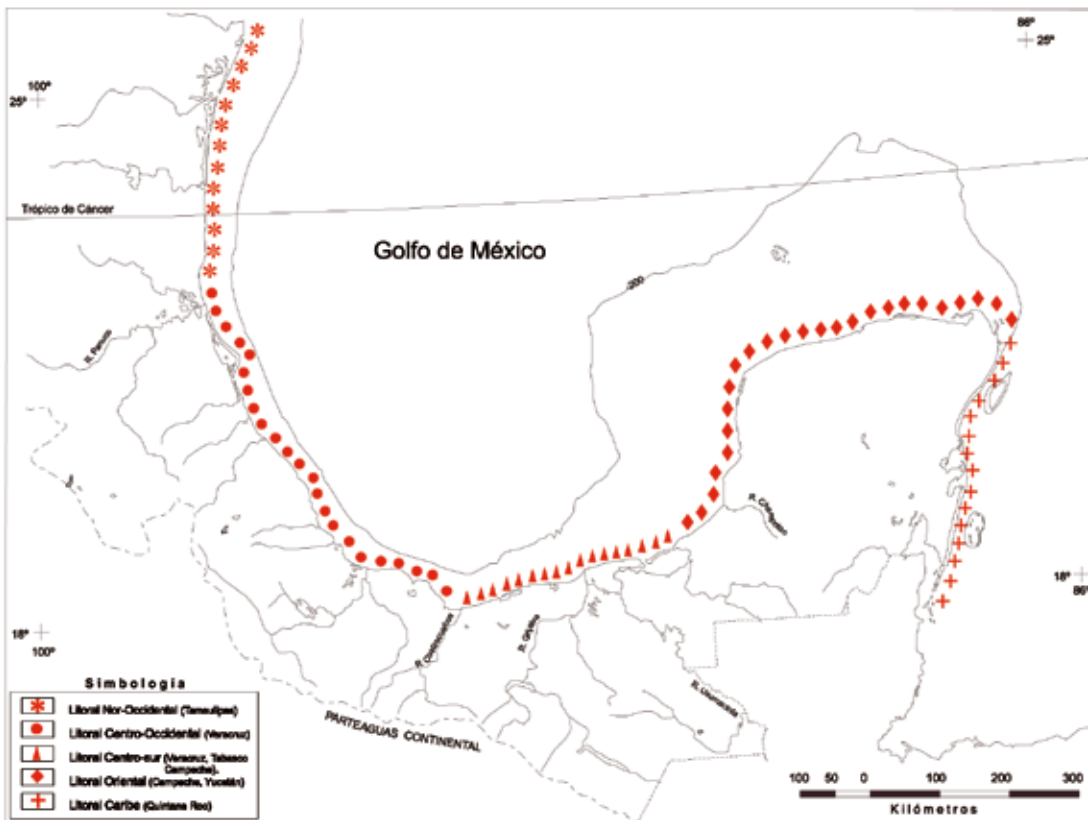


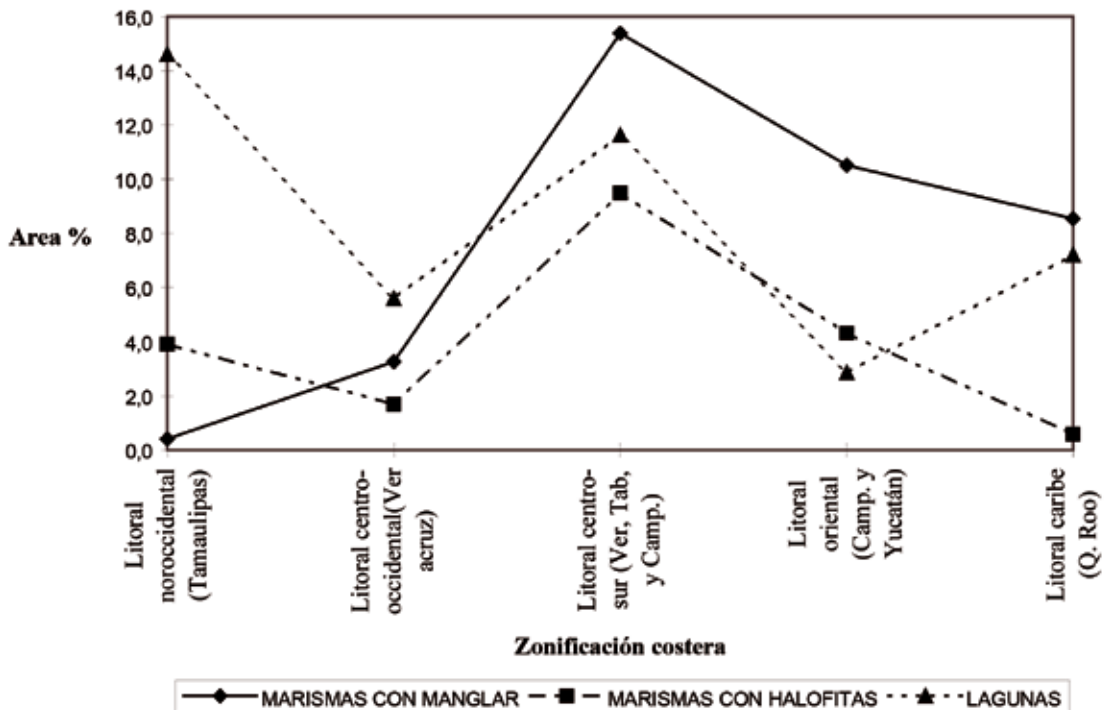
Figura 1. Zonificación costera y de mares marginales del Golfo de México.

Considerando esta regionalización los resultados que arroja este trabajo se expresan en los cuadros 1 y 2. En ellas se observa la distribución de los componentes naturales y de uso del suelo para las zonas intermareal y supralitoral, a lo largo de la costa del Golfo de México y del mar Caribe.

En el cuadro 1 se puede observar que las áreas de manglar alcanzan el 38% de la superficie total de la costa, con respecto al resto de los componentes. De este total el 15% se concentra en la porción centro-sur del Golfo de México (figura 2) comprendiendo a los estados de Veracruz, Tabasco y Campeche. Ahí las características climáticas son las más óptimas dentro del contexto general, para el desarrollo de estos ecosistemas. Además, como ya se mencionó, esta zona recibe un gran aporte de escurrimientos y por lo tanto de nutrientes debido a que encierra a los principales sistemas deltaicos.

**Cuadro 1.** Áreas estimadas para la vegetación y usos del suelo ubicadas en zona infralitoral, considerada como el escenario de impacto directo ante las variaciones del nivel marino.

| AREAS TOTALES (Km <sup>2</sup> ) PARA LA ZONA INFRALITORAL (Intermareal) |                     |             |                       |             |             |             |
|--|---------------------|-------------|-----------------------|-------------|-------------|-------------|
|  | MARISMA CON MANGLAR |             | MARISMA CON HALOFITAS |             | LAGUNAS     |             |
|  |                     | %           |                       | %           |             | %           |
| Litoral Nor-Occidental (Tamaulipas)                                      | 50                  | 0.4         | 481                   | 3.9         | 1797        | 14.6        |
| Litoral Centro-Occidental (Veracruz)                                     | 401                 | 3.3         | 207                   | 1.7         | 688         | 5.6         |
| Litoral Centro-Sur (Ver, Tab. Y Camp.)                                   | 1891                | 15.4        | 1168                  | 9.5         | 1430        | 11.6        |
| Litoral Oriental (Campeche y Yucatán)                                    | 1293                | 10.5        | 531                   | 4.3         | 351         | 2.9         |
| Litoral Caribe (Q.Roo)   | 1050                | 0.6         | 72                    | 7.2         | 886         | 7.6         |
| <b>TOTAL</b>   | <b>4685</b>         | <b>38.1</b> | <b>2459</b>           | <b>20.0</b> | <b>5152</b> | <b>41.9</b> |



**Figura 2.** Distribución de los componentes naturales de la franja intermareal en la línea costera del Golfo de México y Mar Caribe.

En orden de menor importancia se ubica el litoral oriental y el litoral del Mar Caribe, observándose una disminución relativa de manglares, esto se explica por las condiciones climáticas que cambian gradualmente a climas menos húmedos.

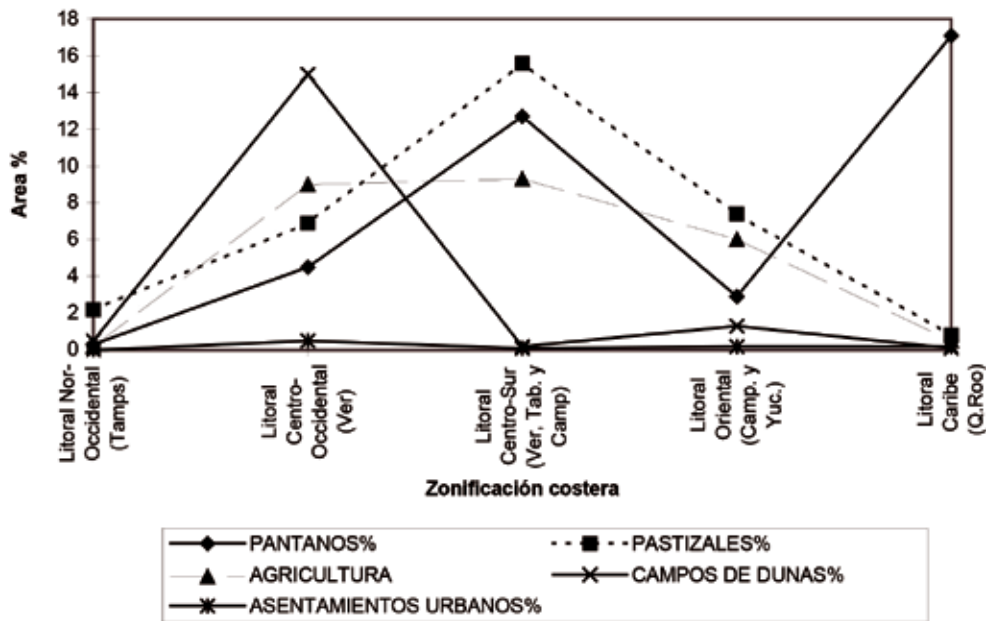
Las marismas con halófitas constituidas por los géneros de *Spartina*, *Salicornia*, *Suaeda*, etc. (Rzedowski, 1978) se extienden en una área de 2460 km<sup>2</sup>, superficie equivalente al 20% con respecto al total, incluyendo las áreas de manglar y de lagunas correspondientes a la zona infralitoral. De ese 20% la mitad se localiza en el litoral centro-sur decreciendo hacia los extremos, tanto hacia el litoral norte como al litoral sur de la costa, esta disminución se acentúa todavía más en el litoral del Mar Caribe hasta un rango menor de 0.6% debido al carácter climático de mayor humedad.

Con respecto al componente lagunar, este se extiende por 5152 km<sup>2</sup> equivalente al 42% de la superficie total; cabe hacer notar que si bien el 15% se concentra en el litoral nor-occidental (Laguna Madre), se considera que representa un sistema con factores físicos limitantes, si se compara con el complejo deltaico tabasqueño y el sistema fluvial Usumasinta correspondientes al litoral centro-sur.

En la zona supralitoral (cuadro 2 y figura 3) se distingue la proporción que existe de la vegetación de pantanos y pastizales 37.5 y 32.8% es decir el 70% del área total, el 25% corresponde a campos agrícolas y el 5% restante se distribuye entre campos de dunas y asentamientos urbanos. De total de pantanos, el 17% se ubica en el litoral del mar Caribe y el 12 % en el litoral centro sur. Los pastizales se concentran en un 15% hacia el litoral centro-sur. En muchas ocasiones, estas comunidades están asociadas, ya que el tular y popal crecen en superficies pantanosas o bien en agua dulce permanentemente estancada, de 0.5 a 1.5m. de profundidad en la planicie costera de Tabasco y al sur de Veracruz, y Campeche. En una buena parte de Tabasco y en algunas áreas adyacentes constituye la vegetación más difundida y característica, ya que se trata de llanuras aluviales, prácticamente sin declive, atravesada por caudalosos ríos, cuyos cauces se encuentran topográficamente por arriba de las llanuras de inundación. Estas áreas de pantano también tienen alto desarrollo hacia el litoral del Mar Caribe, donde cubren casi una quinta parte del área total con respecto a las demás comunidades de vegetación.

**Cuadro 2.** Áreas estimadas para la vegetación y usos del suelo ubicadas en la zona supralitoral, considerada como área de amortiguamiento o riesgo potencial ante los impactos causados por las variaciones de nivel marino.

| AREAS TOTALES (km <sup>2</sup> ) PARA LA ZONA SUPRALITORAL (amortiguamiento o riesgo potencial) |             |             |             |             |             |           |                 |            |                       |            |
|---|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-----------|-----------------|------------|-----------------------|------------|
|   | PANTANOS    |             | PASTIZALES  |             | AGRICULTURA |           | CAMPOS DE DUNAS |            | ASENTAMIENTOS URBANOS |            |
|   |             | %           |             | %           |             |           |                 | %          |                       | %          |
| Litoral Nor-Occidental (Tamps)  | 57          | 0.3         | 361         | 2.2         | 41.02       | 0.2       | 84              | 0.5        | 6.12                  | 0.0        |
| Litoral Centro-Occidental (Ver)   | 739         | 4.5         | 1134        | 6.9         | 1486        | 9.0       | 255             | 15         | 77                    | 0.5        |
| Litoral Centro-Sur (Ver, Tab. y Camp)   | 2101        | 12.7        | 2577        | 15.6        | 1543        | 9.3       | 31              | 0.2        | 14                    | 0.1        |
| Litoral Oriental (Camp. y Yuc.)   | 482         | 2.9         | 1217        | 7.4         | 987         | 6.0       | 216             | 1.3        | 37                    | 0.2        |
| Litoral Caribe (Q.Roo)  | 2836        | 17.1        | 132         | 0.8         | 83          | 0.5       | 22              | 0.1        | 36                    | 0.2        |
| <b>TOTAL</b>  | <b>6215</b> | <b>37.5</b> | <b>5421</b> | <b>32.8</b> | <b>4140</b> | <b>25</b> | <b>608.1</b>    | <b>3.7</b> | <b>170.47</b>         | <b>1.0</b> |



**Figura 3.** Distribución de los componentes naturales de la franja supralitoral ó escenario de riesgo potencial en la línea costera del Golfo de México y Mar Caribe.

Otras áreas en riesgo potencial son las zonas agrícolas, mismas que se pueden ver afectadas por altas concentraciones salinas, ubicándose las áreas más extensas en el litoral centro-occidental y centro-sur. Asimismo, en la zona centro occidental y oriental, los campos de dunas adyacentes se encuentran en mayor proporción con respecto a toda la costa, amortiguando con ello el peligro de inundación. Otro uso del suelo de importancia lo constituyen los asentamientos urbanos sobre las zonas costeras, siendo mayor la afectación hacia el litoral centro-occidental siguiendo en orden de importancia el litoral oriental y del mar Caribe.

Con estos elementos de análisis y los modelos de elevación del terreno resultantes, se detectaron cinco regiones críticas o vulnerables (figura 4). Tres se relacionan con las cuencas geológicas marginales de los grandes sistemas deltaicos de los Río Bravo o Grande, Papaloapan y el complejo deltaico del Grijalva-Mexcalapa-Usumacinta; en todos hay claras evidencias de hundimiento en la costa por subsidencia de las cuencas. Las otras dos áreas se sitúan en la península de Yucatán, corresponden a plataformas calcáreas con problemas estructurales de tectónica de hundimiento asociadas con disolución cárstica y de comportamiento geohidrológico.



**Figura 4.** Localización de las cinco zonas susceptibles o vulnerables al ascenso o descenso del nivel del mar.

#### 4.1 Llanura Deltaica del río Bravo

Entre los fenómenos o procesos naturales sobresalientes que impactan la zona costera se distinguen los que ocurren en el amplio sistema lagunar de la Laguna Madre que se extiende más de 200 km de largo. Sobre la superficie del embalse, la marea de viento es de tal importancia que sobreeleva el nivel del agua entre los 0.30 y 1.20 m principalmente, recluida en el sector sur de la laguna, cuando los vientos predominan del norte, y por tanto se abate el tirante de agua en el sector septentrional a menos de 0.8 m. Con vientos del sur-sureste las condiciones se invierten, llegando a abatirse alrededor de 1.00 m en el sector sur y elevándose 0.60 m en la porción septentrional (CIFSA, 1967). Sin embargo, el impacto de la inundación no es notoria debido a que las márgenes están bordeadas por cordones y dunas que se elevan de inmediato por arriba de uno o dos metros, constituyendo barreras de amortiguamiento que minimizan la influencia de las variaciones del nivel del mar que se oponen al avance transgresivo. La exposición de la llanura y laguna litoral a la marea de vientos en la hidrodinámica de la laguna y áreas circundantes, deja al fenómeno de subsidencia<sup>1</sup> como un proceso accesorio. El hundimiento de esta parte de la margen continental es del orden de 5 mm para el ápice delta y disminuye a 1 mm en las inmediaciones de la desembocadura del río Soto La Marina (Rona, 1974).

<sup>1</sup> El fenómeno de subsidencia en cuencas geológicas marginales "deltas" tienen un comportamiento análogo a los efectos del ascenso del nivel del mar. Sin embargo, la velocidad de hundimiento no es constante y regular para toda la cuenca, debido al diferente espesor de la columna de sedimentos en el arreglo de distribución de los sedimentos acumulados. El hundimiento diferencial se refleja en la expresión superficial de las tierras bajas y en las características de distribución que adquiere la zona comprendida entre la planicie de intermareas (infralitoral) y la zona perimareal (supralitoral), es decir, la franja comprendida por la ruptura de pendiente de la playa que se toma como el límite del nivel medio de las pleamares y los dos metros que representa a la zona potencial de afectación.

Como efecto colateral de la subsidencia es la modificación en las trayectorias del escurrimiento superficial que reconoce a la Laguna Madre, tal es el caso por ejemplo, del Río San Fernando que es el tributario más importante de la laguna en cuestión, dicho curso fluvial antiguamente reconocía hacia la Bahía de Catán en la porción meridional de la laguna. Pero como se sabe, el hundimiento es más rápido en el ápice del delta, por tanto, la corriente migró reconociendo hacia el nuevo nivel base, fenómeno que queda grabado en la fisiografía formando en la trayectoria del curso fluvial un codo de captura por el cambio de dirección y el paleocauce del curso original (Hernández y Ortiz, 1995).

#### **4.2 Laguna de Alvarado y curso bajo del río Papaloapan, Veracruz**

La región del curso bajo del Río Papaloapan, constituye una zona de mayor fragilidad y riesgo potencial del litoral centro-occidental del Golfo. Se expresa en el relieve como una planicie fluvio-deltaica cuyos brazos deltaicos distributarios emergen sobre el nivel de tierras bajas de inundación y de pantanos de inundación permanente. Desde el punto de vista geológico, consiste en una cuenca geológica marginal con un espesor de sedimentos del orden de 700 m (Lozano, 1995); procesos de hundimientos sucesivos durante el Cenozoico y eventos de transgresiones marinas y de cobertura continental (Viniestra, 1992).

El Río Papaloapan es uno de los ríos de mayor escurrimiento del país, de régimen perenne, pero caracterizado por fuertes variaciones en sus volúmenes de descarga, con intensas avenidas de verano generadas por perturbaciones ciclónicas que provocan extensas inundaciones a largo de su cauce y principalmente en las zonas bajas.

Proyectando los escenarios de riesgo hasta el nivel de los 2 m de altura, la configuración de la zona vulnerable forma un amplio embahiamiento. De esta forma, la zona de intermareas infralitoral está representada por 400 km<sup>2</sup> con vegetación de manglar y de pantanos que se extienden por una superficie de 740 km<sup>2</sup>.

Si se considera que el sistema lagunar de Alvarado y del río Papaloapan comprende un área de 1183.3 km<sup>2</sup> y la extensión que cubre la zona de inundación es de aproximadamente 1448 km<sup>2</sup>, al obtener el cálculo del área de inundación establecida entre el nivel de los 0 y 1 m de altura sobre el nivel del mar se encuentra un 84% cubierta por la zona intermareal, es decir, donde tienen lugar las más importantes variaciones del nivel del mar. Este nivel de inundación se sitúa hasta 47.5 km tierra adentro sobre las tierras bajas. El siguiente nivel de inundación corresponde al rango de 1 a 2 m de altura, en términos del área afectada se extiende por una superficie de 168 km<sup>2</sup> que es 16% de la superficie total.

#### **4.3 Complejo deltaico Grijalva-Mezcalapa-Usumacinta, Tabasco**

El complejo deltaico Grijalva-Mezcalapa-Usumacinta aporta en promedio una descarga de 87 millones de metros cúbicos por año, volumen que transita y anima los ecosistemas de extensos humedales y aguas costeras que representan cerca de 30% del escurrimiento total del país, siendo de esta manera el sistema deltaico más importante de Mesoamérica (Chavéz, 1988).

Por la magnitud de la extensión y por las consecuencias y cambios en los sistemas naturales sobresale como el área de mayor susceptibilidad. Al igual que el caso anterior, este complejo deltaico está sujeto a una subsidencia, con la particularidad de contar con hundimientos diferenciales debido a las distintas velocidades de descenso, contrastes que son impartidos por las estructuras mayores del subsuelo como son las fallas geológicas que originan depresiones y pilares entre los cuales hay desplazamientos activos muy recientes, pues tienen expresión superficial y controlan estructuralmente la red hidrográfica de las llanuras fluviales (Ortiz, 1992).

De esta manera, en las fosas o depresiones donde hay una mayor velocidad de descenso, se establece una analogía semejante a la de un ascenso del nivel del mar, hecho que se traduce en una mayor erosión de la playa y su consecuente retroceso de la línea de costa hacia el continente (Ortiz 1992, 1994, 1988; Ortiz, P. y J. Benitez, 1996).

La zona comprendida entre 0 y 2 m de elevación sobre el nivel del mar tiene una extensión aproximada de 5000 km<sup>2</sup>, de los cuales el 60 % representa la zona infralitoral y el 40% corresponde a la supralitoral.

En la zona de la Laguna de Términos, una de las entrantes de mayor longitud, en el nivel de 0 - 1 m es de 20 km. En la zona del río Usumacinta el nivel de inundación de 0-1 m alcanza hasta 55 km, proyectándose el siguiente nivel hasta 62 km tierra adentro. En el área que corresponde al río Grijalva la extensión del primer nivel de inundación es de aproximadamente 25 km, el segundo nivel es de 32 km.

En el punto donde se ubica la laguna Machona los niveles de inundación disminuyen, siendo así para el rango establecido entre 0-1m de 6 km, para el rango de 1-2 m es de 8 km; en promedio se tienen diferentes niveles de inundación en diversos puntos del complejo Grijalva-Usumacinta, siendo esto un reflejo o manifestación de la irregularidad del terreno de las diferentes entrantes del mar.

#### **4.4 Los Petenes, Campeche**

La región de los Petenes enclavada en la costa norte de Campeche consiste en una planicie de inundación que se extiende con anchura media de 15 km y con una dirección generalizada norte-sur.

El área en estudio está ocupada por ciénagas y marismas de una amplia diversidad florística, condiciones propiciadas por el escaso gradiente de pendiente de una planicie tendida y baja que constituye un nivel base de transición en la interfase tierra/mar, nivel sobre el cual reconocen para la porción media innumerables surgencias o manantiales "petenes" de acuíferos someros o subsuperficiales, marcando condiciones palustres que derivan gradualmente a fases salinas en las marismas adyacentes a la costa.

Los componentes naturales de la franja costera se estructuran con un arreglo de franjas paralelas a la línea de costa motivadas por la presencia del manglar de franja costera dispuesta directamente a las aguas marinas sin la presencia de una playa. Indicando, por un lado, la baja energía física del ambiente y por otro el papel geomorfológico del manglar para retener sedimentos y hojarasca de la biomasa del propio mangle. Este proceso contribuye a elevar las riberas de la costa y de los esteros formando bordos bajos perimetrales o marginales causando represamiento del agua y originando, deficiencias de drenaje que se traducen en cuencas de evaporación o blanquizales que son típicas de la planicie externa. Gradualmente, hacia el interior de la llanura, se identifica a la marisma ensalitrada con parches de manglar que es sustituida por una asociación mixta de manglar y tular con intercalaciones de petenes en el sector septentrional. Para la porción meridional de características climáticas de mayor humedad se observan manchas más extensas de manglar y petenes de extensión más amplia en contacto con selvas medianas subcaducifolias.

Las características, en su conjunto, dan lugar a un complejo de humedales único por la distribución de estructura espacial y sumamente frágil desde el punto de vista de la vulnerabilidad por variaciones del nivel del mar.

De acuerdo con el emplazamiento geológico, constituye la zona de mayor hundimiento de toda una serie de planicies estructurales o bloques tectónicos escalonados de baja altura que parten del centro-sur de la península de Yucatán, y que van cayendo hacia la periferia en el litoral. Es difícil de constatar si persiste aún la subsidencia, pero si ese fuese el caso, el proceso de hundimiento se contrarrestaría con el aporte continuo de sedimentos de deriva costera provenientes de la costa de Yucatán, y que se manifiestan claramente en los ganchos de barra formados en la isla de Celestún y de Isla Arena con acrecentamiento de la línea de costa hacia el mar. Esta sedimentación se contempla como un proceso a largo plazo en términos de tiempo geológico; sin embargo, hay que recordar que gracias a este marco geológico-tectónico se cuenta con las condiciones de ambiente mixto costero que da lugar a una reserva muy importante de humedales.



La región de los Petenes, alcanza extensas áreas de inundación. En este sentido la configuración de las entrantes de inundación se comportan de la siguiente manera: de 0-1 msnm alcanza una penetración tierra adentro de aproximadamente 16 km de longitud con una área de inundación aproximada a los 520 km<sup>2</sup>. Por otro lado el nivel correspondiente entre 1 y 2 m alcanza hasta 19 km de penetración salina con una área de 200 km<sup>2</sup>.

#### **4.5 Bahías de Sian Ka'an-Chetumal, Quintana Roo**

Sian Ka'an constituye un humedal importante que se localiza en la costa del Caribe en el extremo suroriental de la península de Yucatán en el Estado de Quintana-Roo, comprende 528,000 ha de las cuales 120,000 son marinas (SEDUE, 1987). Esta zona es considerada como Reserva de la Biosfera (SEDUE, 1987). Tectónicamente son fosas en proceso de hundimiento, constituidas de sedimentos calcáreos de origen marino.

Se ubica en un área poco elevada sobre el nivel del mar, por lo cual los pequeños cambios topográficos tienen mucha importancia en la configuración del paisaje. En las partes bajas se presentan pantanos, mientras que los lugares más elevados están cubiertos de selvas. Variaciones edáficas y sobre todo topográficas en un área tan plana y tan baja ocasionan diferencias en los períodos de inundación, y la interacción de estos factores con la salinidad determinan en gran medida el tipo de vegetación que se establece en cada sitio (Olmsted y Durán, 1986).

El hundimiento de las fosas da lugar a un comportamiento transgresivo del espacio litoral, toda vez que el proceso es análogo a los efectos del ascenso del nivel del mar y permitiendo una migración del ambiente costero hacia el interior de la porción continental, originando con ello un gradiente ambiental de las hidroseries que varía principalmente de unidades de manglar, marismas de inundación marginal (pantanos y selvas bajas inundables).

La extensión de las áreas de inundación comprendida en la porción meridional de Sian Ka'an y para los niveles establecidos entre los 0 y 2 m de altura sobre el nivel del mar se manifiestan de la siguiente manera: el primer nivel es considerado dentro de la zona intermareal y es ahí donde tienen lugar las más importantes variaciones del nivel del mar. Para el área en estudio su importancia es tal que ocupa 97%, representado por casi 585 km<sup>2</sup>. Este nivel de inundación se sitúa bordeando la bahía a través de una faja de unos 500 m de anchura aproximadamente aunque puntualmente en los esteros llega alcanzar hasta 32 km tierras adentro. Esta zona es la de más alta peligrosidad o de riesgo fuerte, ya que representa a la franja directamente afectada por la sobre elevación de las mareas de tormenta además de constituir porciones de las áreas deprimidas a donde reconoce el escurrimiento superficial y subsuperficial. El siguiente nivel de inundación corresponde al rango de 1 a 2 m de altura. La gran amplitud de área evaluada como peligrosa o de alto riesgo, sobresale de una manera absoluta, atributo al que hay que agregarle el arreglo de la distribución espacial, pues el avance marino se lleva a cabo esencialmente a lo largo de la depresión limitada por fallas geológicas, por las cuales reconoce la cuña de penetración marina que llega alcanzar hasta 29 km tierra adentro.

#### **5. Conclusión**

- Por primera vez se llega a un inventario de los componentes naturales y uso del suelo de forma sistemática para toda la línea de costa Atlántica del Golfo de México, basado en un reconocimiento cartográfico escala 1:50 000.
- El aporte fundamental es el conocimiento de la distribución espacial de los componentes naturales y de uso del suelo para la zona infralitoral y supralitoral de la costa, determinando de este modo la magnitud aproximada de las áreas que se consideran como vulnerables o de

amortiguamiento a los efectos del ascenso del nivel del mar. Reuniendo esta información en un banco de datos, utilizando un sistema de información geográfica.

- Estos elementos de análisis en su conjunto representan la estructura básica de datos, que determinan a la zona centro-sur como área de mayor peligro a las variaciones del nivel del mar, en donde se encuentran grandes extensiones de marismas con manglar y halófitas. De la misma forma de identifican y delimitan las áreas de riesgo potencial en pastizales, pantanos y zonas agrícolas.
- Las zonas sujetas a inundación con la sobreelevación del nivel del mar por mareas de tormenta, indican que la penetración de la cuña marina de lleva a cabo con una distribución no uniforme y de manera muy irregular a lo largo de amplios tramos de la costa.
- En las zonas de mayor vulnerabilidad la influencia marina se llega a sentir a 40 y hasta 50 km tierra adentro, por ejemplo, el caso del río Mezcalapa-Usumacinta y humedales de Centla, Tabasco.
- Desde el punto de vista técnico, se considera que el uso de los modelos de terreno son una herramienta de utilidad para extrapolar patrones de relieve en zonas donde no existen mapas con curvas de nivel a equidistancias tan cortas y de altura pequeña.
- Desde el punto de vista metodológico se requiere mejorar las estimaciones y medidas en el presente trabajo. Se considera que la escala fue la adecuada en este enfoque de tipo regional.
- Deberá actualizarse la base de datos con fechas de años recientes, con objeto de contar con una referencia para comparar los cambios y las modificaciones del uso del suelo y conocer la magnitud de los impactos.

### Referencias bibliográficas

- Botello, A., G. Ponce, A. Toledo, G. Díaz y S. Villanueva. 1992. Ecología recursos costeros y contaminación en el Golfo de México. Ciencia y Desarrollo. Vol. XVII. (102): 28-48.
- CIFSA, 1967. Estudio regional de la laguna Madre de Tamaulipas. Estudio preliminar para la rehabilitación de la laguna Madre de Tamaulipas, México. 458 p.
- Chávez, L. 1988. Ecología y conservación del delta de los ríos Usumacinta-Grijalva. INIREB. División Regional-Tabasco y Gobierno del Estado de Tabasco. 720 p.
- Davies, J. L. 1980. Geographical Variation in Coastal Development. 2<sup>nd</sup> edition, Edited. K.M. Clayton. Logman.
- Dawes, C. 1986. Botánica Marina. Limusa: México.
- Hernández, L. y Ortiz, P. 1995. Evidencias geomorfológicas de subsidencia en el sistema deltaico del río Grande, Tamaulipas, México, utilizando percepción remota. VII Simposio Latinoamericano de Percepción Remota. MEMORIAS. SELPER: México. Pp 243-246.
- ITEMS-Guaymas, CECARENA. 1993. Taller para el manejo de humedales costeros en el noroeste de México. MEMORIAS del 7 al 11 de diciembre de 1993. p. 8
- Lozano, R.F. 1955. Bosquejo geológico de la provincia del Papaloapan. Estado de Veracruz. México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Vol. VII. No. 1-2.
- Maul, G.A. 1993. Climatic Chance in the Intra-Americas Sea. UNEP. Gran Bretaña. 389 pp
- Olmsted, I. y R. Durán, 1986. Aspectos ecológicos de la selva baja inundable de la reserva Sian Ka'an, Quintana Roo, México. Biótica. Vol. 11. Núm. 3. Pp. 151-179.

- Ortiz, P. (1994). Repercusiones del ascenso del nivel del mar en costas bajas de planicies deltaicas. En *Geografía y Desarrollo* Num 11, Vol 2. pp 69-72.
- Ortiz, P. 1988. Evidencias de cambios geomorfológicos del sistema litoral mediante el análisis de imágenes aéreas. *Memorias. Ecología y Conservación del Delta de los Ríos Usumacinta y Grijalva. Instituto Nacional de Investigaciones sobre Recursos Bióticos. División Regional Tabasco. Gobierno del Estado de Tabasco. Pp 43-54.*
- Ortiz, P. 1992. Retroceso reciente de la línea de costa del frente deltaico del río San Pedro, Campeche-Tabasco. *Investigaciones geográficas. Boletín del Instituto de Geografía. Núm. 25. Pp. 7-23.*
- Ortiz, P. y J. Benítez. 1996. Elementos Teóricos para el Entendimiento de los Problemas de Impacto Ambiental en Planicies Deltáicas: la región de Tabasco y Campeche. Botello, A.V., J.L. Rojas-Galaviz, J. Benítez y D. Zárate-Lomelí (Eds). En *Golfo de México, Contaminación e Impacto Ambiental: Diagnóstico y Tendencias. EPOMEX, Serie Científica 5 Universidad Autónoma de Campeche. Pp 483-503.*
- Ortiz, P. y L. M. Espinosa. 1991. Una clasificación geomorfológica de las costas de México. *Geografía y Desarrollo* Vol. 2, Núm. 6. Pp 2-9.
- Pannier, F. 1992. El ecosistema de manglar como indicador de cambios globales en la zona costera tropical. *Ciencia(43) Número especial: 111-113.*
- Rona, P.A. 1974. Subsidence of Atlantic Continental Margins. *Tectonophysics* (22): 283-299.
- Rzedowski, J. 1978. *Vegetación de México. LIMUSA: México. 432 pp.*
- SEDUE, 1987. *Plan de manejo de la reserva de la biosfera Sian Ka'an. Secretaría de Desarrollo Urbano y Ecología: México. 140 p.*
- Titus, J. 1987. Sea level rise and wetland loss: an overview. In *Greenhose effect sea Level Rise and Coastal Wetlands. EPA (Environmental Protection Agency): United States. 35 p.*
- Viniegra, O. 1992. *Geología histórica de México. Facultad de Ingeniería. UNAM: México. 218 p.*

## RECONOCIMIENTO FISIGRÁFICO Y GEOMORFOLÓGICO

MARIO A. ORTIZ PÉREZ,\* JOSÉ R. HERNÁNDEZ SANTANA\* Y JOSÉ M. FIGUEROA MAH-ENG\*

**RESUMEN.** Se presenta la caracterización más actualizada de la fisiografía y geomorfología del estado de Oaxaca, de cuya estructura natural sólo se tenía una concepción muy general. A partir del análisis y la delimitación de los rasgos de la topografía, la geología, la geomorfología y el arreglo fisiográfico de los elementos orográficos e hidrográficos de la entidad, se identificaron doce subprovincias: 1. Depresión del Balsas; 2. Montañas y Valles del Occidente de Oaxaca; 3. Fosa de Tehuacán; 4. Sierra Madre de Oaxaca; 5. Planicie Costera del Golfo (Papaloapan y Coatzacoalcos); 6. Valles Centrales de Oaxaca; 7. Montañas y Valles del Centro; 8. Depresión Istmica de Tehuantepec; 9. Sierra Madre del Sur de Oaxaca y Chiapas (región de los Chimalapas); 10. Sierra Madre del Sur; 11. Planicie Costera del Pacífico, y 12. Planicie Costera de Tehuantepec. La delimitación de las subprovincias fisiográficas se apoya en sus características topográficas, hidrográficas, geológicas, geomorfológicas y, para cada una, se establece su relación con las unidades florísticas del estado. Finalmente, se presentan algunas regularidades generales sobre la expresión de la compleja estructura geológica en el relieve estatal, lo que propicia una mayor precisión para el establecimiento de los niveles de pisos altitudinales de la vegetación.

**ABSTRACT.** In this article, the authors present the most up-to-date featural description of the physiography and geomorphology of the State of Oaxaca, about whose natural structure only a very general concept had been attained. On the basis of an analysis and definition of features related to topography, geology, geomorphology, and the physiographic arrangement of the state's orographic and hydrographic elements, a total of twelve subprovinces were identified: 1. Balsas Depression; 2. Western Oaxacan Mountains and Valleys; 3. Tehuacán Depression; 4. Sierra Madre de Oaxaca; 5. Gulf Coastal Plain (Papaloapan and Coatzacoalcos); 6. Central Valleys of Oaxaca; 7. Central Mountains and Valleys; 8. Tehuantepec Isthmic Depression; 9. Sierra Madre del Sur in Oaxaca and Chiapas (Chimalapas region); 10. Sierra Madre del Sur; 11. Pacific Coastal Plain; and 12. Tehuantepec Coastal Plain. The definition of these physiographic subprovinces is supported by their topographical, hydrographical, geological, and geomorphological features. For each of them, the authors discuss its relationship to the state's floristic units. Lastly, they present some generalities regarding the expression of the complex geological structure found in the state's relief, affording greater precision for determining levels of vegetation-altitudinal gradients.

\* Departamento de Geografía Física, Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México.

### INTRODUCCIÓN

Uno de los problemas básicos del ordenamiento territorial es la carencia de información temática actualizada sobre los diversos componentes bióticos y abióticos de un territorio. En Oaxaca existen grandes vacíos de información sobre la caracterización territorial que exprese textual y cartográficamente el diagnóstico de los componentes y elementos naturales, económicos y sociales, clasificados de manera jerárquica y coherente, con vistas a su evaluación para el adecuado ordenamiento y gestión de los recursos naturales y socioeconómicos de la entidad.

El levantamiento fisiográfico constituye el documento cartográfico que permite identificar y explicar los factores y condiciones geográficas que han determinado la organización actual del espacio. Por eso, el presente estudio tiene como objetivo presentar un diagnóstico actualizado de su relieve que constituya la base de la interpretación y síntesis de su geografía física.

### METODOLOGÍA DE LEVANTAMIENTO

A partir de los mapas base topográficos y geológicos editados en 1980 por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), a escala 1:250 000, se analizaron y aplicaron un conjunto de métodos geomorfológicos y geográficos. El análisis se centró en la interpretación general del relieve, del cual se consideraron los siguientes atributos.

a) *Altitud.* Es el elemento de más fácil interpretación; está referido al nivel medio del mar, como nivel base universal. De aquí se clasifica el relieve en intervalos altitudinales, tomando como referencia la mínima y la máxima altitud de la región en cuestión y se le asigna una gama de colores, de acuerdo con convenios internacionales cartográficos. Para el análisis de la fisiografía del estado de Oaxaca se obtuvo la curva hipsométrica, que consiste en representar gráficamente la relación

existente entre los intervalos altitudinales y la superficie que éstas cubren en km<sup>2</sup>. Se muestran los límites de las subprovincias, los histogramas de los rangos hipsométricos y la distribución de las principales cimas con altitudes de 2 500, 2 750, 3 000, 3 250 y 3 500 m.

Esta información facilita la clasificación de zonas ecológicas y su relación con la distribución de la diversidad biológica, dado que el papel del relieve, como elemento azonal en regiones montañosas, es determinante en la definición de los pisos altitudinales de la vegetación. En este sentido, la clasificación fisiográfica presentada contribuye al enriquecimiento de criterios para los estudios estatales de Oaxaca en lo referente al inventario y evaluación de su diversidad biológica.

b) *Ejes orográficos*. Una característica topográfica del relieve son los ejes longitudinales de las montañas, formadas por el arqueamiento debido al levantamiento tectónico, cuya cima por lo general corresponde al eje orográfico o plano axial de la deformación de la corteza terrestre, originando con ello un relieve positivo, por ejemplo, un pliegue anticlinal, una cadena montañosa volcánica, una estructura dómica o en arco. La configuración, orientación y relación directa con el sustrato geológico de estos ejes orográficos son indicadores de

suma importancia que fueron considerados al momento de clasificar e interpretar al relieve.

c) *Configuración de los patrones de drenaje*. La red de drenaje refleja de manera precisa las principales características de los elementos físicos que constituyen la superficie terrestre (el clima, la vegetación, el suelo y la geología). Asimismo, el drenaje se encuentra íntimamente relacionado con otro elemento fisiográfico y geomorfológico sumamente importante que es la erosión (Guerra, 1964). Como parte complementaria del análisis de la configuración del drenaje se toma en cuenta la densidad de la disección, que consiste en medir la longitud total de cauces (km) y el valor obtenido se divide entre una superficie (km<sup>2</sup>); el resultado se expresa en km/km<sup>2</sup>.

d) *Pendiente*. La pendiente, también llamada declive, se define como el grado de inclinación del terreno y se obtiene al transformar las distancias entre las curvas de nivel de los mapas topográficos a valores angulares, para posteriormente asignar valores que se seleccionan de acuerdo con la morfología del relieve y con convenios y criterios ya establecidos en la geomorfología (Spiridonov, 1975). Los valores de las pendientes pueden ser expresados en grados o en porcentajes, dependiendo

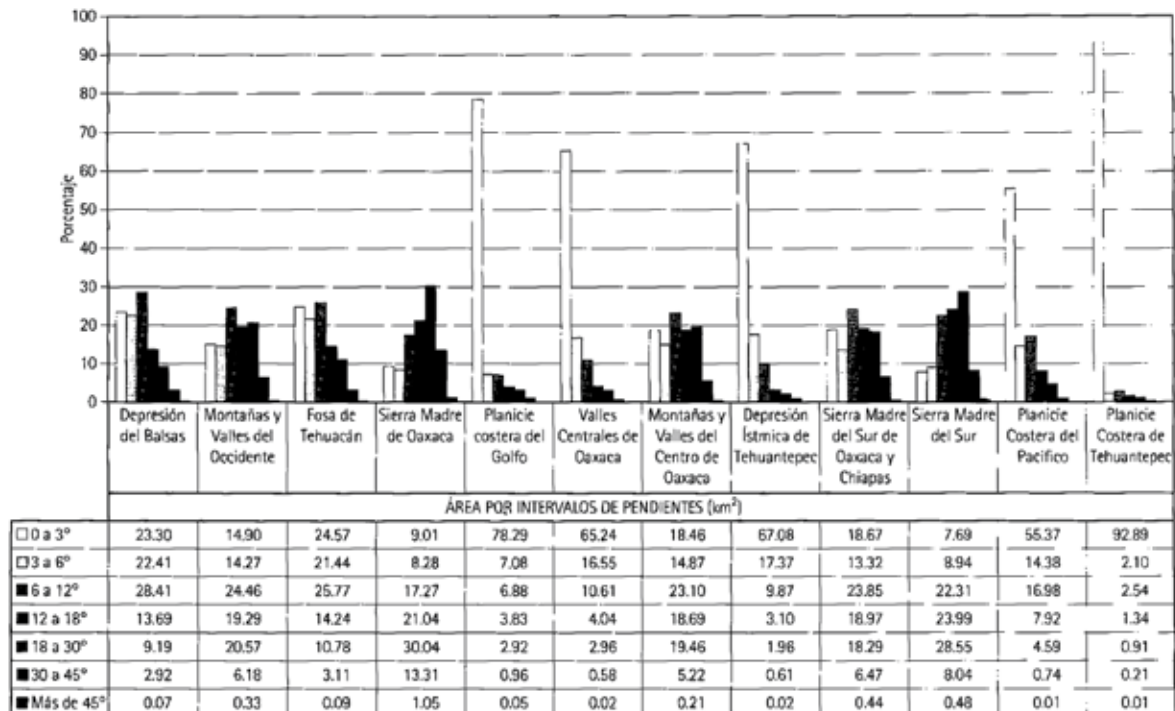


Figura 1. Áreas por intervalos de pendientes para las 12 subprovincias fisiográficas.

**Cuadro 1.** Área de las subprovincias fisiográficas del estado de Oaxaca y sus porcentajes por intervalos de pendiente

| Intervalo                     | Depresión del Balsas | Montañas y Valles del Occidente de Oaxaca | Fosa de Tehuacán | Sierra Madre de Oaxaca | Planicie Costera del Golfo | Valles Centrales de Oaxaca | Montañas y Valles del Centro | Drepsión Ístmica de Tehuantepec | Sierra Madre del Sur de Oaxaca y Chiapas | Sierra Madre del Sur | Planicie Costera del Pacífico | Planicie Costera de Tehuantepec |
|-------------------------------|----------------------|---|------------------|------------------------|----------------------------|----------------------------|------------------------------|---------------------------------|--|----------------------|-------------------------------|---------------------------------|
| Área total (km <sup>2</sup> ) | 1 788.17             | 21 262.73                                 | 1 134.21         | 17 519.96              | 7 975.92                   | 2 267.42                   | 6 662.62                     | 2 114.12                        | 5 816.08                                 | 12 350.15            | 9 262.06                      | 4 298.77                        |
| 0 a 3°                        | 23.30                | 14.90                                     | 24.57            | 9.01                   | 78.29                      | 65.24                      | 18.46                        | 67.08                           | 18.67                                    | 7.69                 | 55.37                         | 92.89                           |
| 3 a 6°                        | 22.41                | 14.27                                     | 21.44            | 8.28                   | 7.08                       | 16.55                      | 14.87                        | 17.37                           | 13.32                                    | 8.94                 | 14.38                         | 2.10                            |
| 6 a 12°                       | 28.41                | 24.46                                     | 25.77            | 17.27                  | 6.88                       | 10.61                      | 23.10                        | 9.87                            | 23.85                                    | 22.31                | 16.98                         | 2.54                            |
| 12 a 18°                      | 13.69                | 19.29                                     | 14.24            | 21.04                  | 3.83                       | 4.04                       | 18.69                        | 3.10                            | 18.97                                    | 23.99                | 7.92                          | 1.34                            |
| 18 a 30°                      | 9.19                 | 20.57                                     | 10.78            | 30.04                  | 2.92                       | 2.96                       | 19.46                        | 1.96                            | 18.29                                    | 28.55                | 4.59                          | 0.91                            |
| 30 a 45°                      | 2.92                 | 6.18                                      | 3.11             | 13.31                  | 0.96                       | 0.58                       | 5.22                         | 0.61                            | 6.47                                     | 8.04                 | 0.74                          | 0.21                            |
| Más de 45°                    | 0.07                 | 0.33                                      | 0.09             | 1.05                   | 0.05                       | 0.02                       | 0.21                         | 0.02                            | 0.44                                     | 0.48                 | 0.01                          | 0.01                            |
|                               | 100.00               | 100.00                                    | 100.00           | 100.00                 | 100.00                     | 100.00                     | 100.00                       | 100.00                          | 100.00                                   | 100.00               | 100.00                        | 100.00                          |

de los objetivos y aplicaciones del mapa, así como de la escala y la equidistancia entre las curvas de nivel.

Para el presente trabajo las planicies quedaron delimitadas hasta los 3°, para las llanuras inclinadas hasta 6°; la jerarquía entre 6° y 12° se asignó para los declives tendidos de escasa inclinación; el intervalo de 12° a 18° corresponde a las rampas de piedemonte, es decir, al declive pronunciado dispuesto entre las montañas y las planicies de piedemonte con menor declive. De 18° a 30° se refieren a los declives de laderas montañosas típicas; cuando el relieve es accidentado y de pendiente pronunciada, se ponderó entre 30° y 45°, y mayores de 45° para las laderas inaccesibles de pendiente abrupta. La distribución del espectro de pendientes por subprovincias se muestra en la figura 1 y en el cuadro 1. Por lo tanto, la pendiente es un elemento clave para la interpretación del relieve, ya que el contraste de sus gradientes y de su distribución expresan, en primera instancia, la aptitud natural potencial del terreno y la compatibilidad o no para diferentes tipos de uso del suelo, entre otras valoraciones.

Todos estos atributos sirvieron como base para el diseño espacial, así como para la descripción de las características naturales del territorio. Cabe aclarar que se decidió descartar el nivel de provincias fisiográficas de México tradicionalmente usado y en su lugar se optó por una taxonomía de mayor detalle, seleccionándose las provincias fisiográficas regionales de escala media o subprovincias, entendiéndose por escala media todos aquellos elementos de la superficie terrestre que son cartografiados en escalas comprendidas entre 1:100 000 y 1:1 000 000 (Dumitrashko y Scholz, 1978).

Este eje temático constituye la base para la generación y la diferenciación de las subprovincias fisiográfi-

cas a escala media, así como la interpretación de la expresión de la estructura geológica en el relieve (expresión morfoestructural) que representa el soporte, donde tienen lugar la acción de los procesos morfoclimáticos que determinan el desarrollo de los suelos, el establecimiento de la vegetación y la integración del paisaje.

#### DEFINICIÓN Y CRITERIOS EN LOS QUE SE FUNDAMENTA LA IDENTIFICACIÓN DE LAS SUBPROVINCIAS FISIGRÁFICAS

Una provincia fisiográfica se define como la región natural constituida por una serie de conjuntos o unidades de relieve, con relaciones similares entre sí de tipo geológico, topográfico y espacial (Villota, 1992). Partiendo de dicho concepto, las subprovincias fisiográficas se refieren a aquellas unidades de escala media (entre 1:100 000 y 1:1 000 000) o de menor extensión, que pertenecen o se encuentran asociadas a la provincia, pero que se distinguen por poseer rasgos geomorfológicos estructurales propios, que merecen su individualización, al momento de ser cartografiadas.

De acuerdo con las características topográficas, geológicas, orográficas e hidrográficas, en el estado de Oaxaca se reconocieron doce subprovincias: 1. Depresión del Balsas; 2. Montañas y Valles del Occidente de Oaxaca; 3. Fosa de Tehuacán; 4. Sierra Madre de Oaxaca; 5. Planicie Costera del Golfo (Papaloapan y Coatzacoalcos); 6. Valles Centrales de Oaxaca; 7. Montañas y Valles del Centro; 8. Depresión Ístmica de Tehuantepec; 9. Sierra Madre del Sur de Oaxaca y Chiapas (región de los Chimalapas); 10. Sierra Madre del Sur; 11. Planicie Costera del Pacífico, y 12. Planicie Costera de Tehuantepec, mismas que a continuación

se describen y que se muestran en el mapa 1 del anexo cartográfico.

### 1. Depresión del Balsas

*Límites.* Se extiende por el extremo noroccidental del estado; limita al norte con el estado de Puebla, al este y al sur, con las Montañas y Valles del Occidente de Oaxaca, y al oeste con el estado de Guerrero. Tiene una superficie de 1 788.17 km<sup>2</sup>.

*Topografía-hidrografía.* Esta subprovincia forma parte de la cuenca alta del río Balsas, al estar drenada por el río Mixteco; está ubicada a los 1 500 m de altitud media, ya que cerca de 45% de su superficie se encuentra entre 1 400 y 1 600 m, mientras que 25% se distribuye entre 1 200 y 1 400 m, y otro 25% se ubica entre 1 600 y 1 800 m. Los gradientes de pendiente del relieve son propios de una topografía baja, pues 75% de este territorio se coloca por debajo de los 12° de pendiente, mientras las pendientes moderadas alcanzan los 23° de inclinación.

*Geología-geomorfología.* Posee una gran diversidad estructural, en la que domina la topografía de elevaciones bajas, con una morfología típica de mesas o mesetas formadas sobre rocas metamórficas de edad paleozoica que forman bloques escalonados que se encuentran dispuestos con un sentido generalizado norte-sur. Además, se conjugan bloques en plegamientos de rocas sedimentarias calcáreas y en secuencias estratigráficas no diferenciadas compuestas de conglomerados y sedimentos continentales.

La subprovincia de la depresión del Balsas está estructurada en dos subcuencas altas, de las que destaca la del río Mixteco; están separadas por las premontañas del cerro Totomoxtle (Silacayoapan), con una altitud de 1 800 m, en cuyas laderas, tanto al oeste como al este, se aprecian notables intervalos de niveles erosivos altos y de terrazas fluviales con características erosivo-acumulativas y en su parte inferior acumulativas, que le dan un patrón escalonado al valle superior de esta gran corriente fluvial del Pacífico mexicano.

Esta subprovincia coincide territorialmente con su homónima de la regionalización fisiográfico-florística del estado, realizada por García-Mendoza y Torres (1999), donde señalan, además, que ocupa la mayor parte de los distritos de Huajuapán y Juxtlahuaca, así como todo el territorio del distrito de Silacayoapan. De acuerdo con dichos autores, las comunidades de vegetación más características consisten en selvas bajas caducifolias, diferentes tipos de matorrales y algunos encinares.

### 2. Montañas y Valles del Occidente de Oaxaca

*Límites.* Al norte colinda con el estado de Puebla; al noroeste con las estribaciones del pilar tectónico del flanco occidental de la Fosa de Tehuacán; al sureste con los Valles Centrales; al sur con el grupo meridional de la Sierra Madre del Sur, y al oeste con el estado de Guerrero. Por su superficie constituye la subprovincia fisiográfica de mayor extensión, con 21 262.73 km<sup>2</sup>.

*Topografía-hidrografía.* Corresponde a la región de la Mixteca, que se caracteriza por un relieve intrincado y de diversa fisonomía, tanto por altitud como por el estilo morfoestructural. Sin embargo, la principal característica de esta región radica en que se identifican patrones que, vistos en planta (mapas o fotografías aéreas), consisten en un sistema de sierras con dirección convergente hacia el sur, que forman una cúspide al unirse. Esta configuración forma ejes orográficos con un rumbo NNW-SSE; tal sistema lineal adquiere un arreglo escalonado, entre los cuales se establecen llanuras intramontañas. La red hidrográfica está claramente integrada por medio de una disección fluvial densa (usualmente con un valor mayor de 3 km/km<sup>2</sup>, es decir, con una longitud de ríos y cañadas de 3 km, por cada kilómetro de superficie); prácticamente este valor se presenta en casi la mayoría de las unidades litológicas, principalmente en rocas metamórficas e ígneas paleozoicas y mesozoicas, excepto en zonas de rocas calizas masivas y plegadas, que se presentan en forma de caja o cofre y con cimas en forma de mesa, que son de baja densidad hidrográfica. El sector norte es drenado por el río Mixteco, que se reconoce como afluente del río Balsas, mientras el sector meridional pertenece a la cuenca del río Verde, que desemboca al Océano Pacífico. En esta región destaca casi un 25% de pendientes entre 6° y 12°, y existe un 6.5% de pendientes superiores a los 30°.

*Geología-geomorfología.* En su constitución geológica destacan las rocas masivas de carácter monolítico, de bloques extensos formados sobre rocas tipo gneis y rocas de composición básica de edad precámbrica; es el caso de la Sierra de Nochixtlán, al oriente de esta región. También se distinguen de manera notable montañas en forma de bloque, dispuestas en plegamientos y monoclinales, que conforman el relieve de sierras con rocas carbonatadas del Cretácico principalmente, y del Jurásico con rocas de calizas arrecifales, lutitas, areniscas y evaporitas, las que se distribuyen al norte y en la porción central de esta región fisiográfica. Entre las sierras referidas se identifican cuencas intramontañas amplias, con sedimentos continentales del terciario, que

consisten en una secuencia estratigráfica no diferenciada de conglomerados, calizas, arcillas, limos y depósitos casi estratificados o pseudoestratificados de tobas volcánicas, mientras que los depósitos del Cuaternario quedan reducidos a los principales valles de llanura en las cuencas intramontañas.

A diferencia del estilo clásico de montañas, que se caracterizan por estar relacionadas con zonas de subducción (choque de placas tectónicas), en donde el relieve se presenta formando escalones que ascienden hacia el interior del continente y que pueden distinguirse desde las llanuras costeras hasta las montañas bajas, medias y altas, en esta región se aprecia todo lo contrario, es decir, se presenta un estilo lineal, paralelo y rotado a favor de las manecillas del reloj, de todos los componentes morfoestructurales de su relieve, los cuales, además, muestran una alternancia de bloques elevados (horst) y depresiones (graben), dando origen a complejas llanuras. Este estilo rompe con el diseño general apreciado en otras regiones como Jalisco, Michoacán, Guerrero occidental y oriental, y en la Sierra Madre de Chiapas. Las elevaciones más notables corresponden a la Sierra de Tlaxiaco, con 3 200 a 3 400 m aproximadamente y a la Sierra de Nochixtlán, con casi 2 800 m. Esta subprovincia fisiográfica se corresponde con la subprovincia florística de la Mixteca Alta, propuesta por García-Mendoza y Torres (1999).

### 3. Fosa de Tehuacán

*Límites.* Colinda al norte con el estado de Puebla, continuando con la misma configuración de fosa; al este, con el pilar tectónico de las sierras Mazateca y de Monteflor, pertenecientes a la Sierra Madre de Oaxaca, localmente conocida como Sierra Juárez; al oeste, con el grupo septentrional de la subprovincia de las Montañas y Valles del Occidente de Oaxaca; al sur con el parteaguas de la sierra, que divide la fosa de la unidad de los Valles Centrales. Esta subprovincia posee una superficie de 1 134.21 km<sup>2</sup>.

*Topografía-hidrografía.* El piso de la fosa presenta una topografía irregular; el sector norte y centro-norte presenta las menores altitudes, pues alrededor de 70% de la superficie se encuentra por debajo de los 1 000 m, mientras el sector sur se eleva hasta poco más de los 1 400 m, representado por lomeríos, terrazas lacustres y depósitos de piedemonte. La red hidrográfica se ha modificado con el paso del tiempo geológico, posiblemente en el Terciario, de manera específica en el Plioceno; el drenaje superficial cambió su carácter endo-

rreico, no sólo por abrirse paso hacia el nivel de base del Golfo de México, sino por remontar, a través del horst occidental de la fosa, y capturar los escurrimientos que provienen del flanco oriental de la Sierra de Tmazulapan; por tanto, las corrientes que reconocen la fosa, hoy día provienen de fuentes alóctonas. Esta subprovincia está drenada por los ríos Tomellín y Salado principalmente. En su morfología destacan las colinas onduladas y de fondo plano; las pendientes superiores a 30° ocupan 3.2% de su territorio.

*Geología-geomorfología.* Esta fosa tectónica recibe la sedimentación continental de una secuencia estratigráfica no diferenciada de conglomerados, calizas, limos, arcillas, terrazas de travertino y cineritas lacustres, que atestiguan condiciones de estancamiento de aguas en el pasado. Existen también depósitos detríticos que forman taludes y piedemontes.

La notable y contrastante definición de las fallas que flanquean la fosa, la actividad sísmica de la zona y la configuración en forma romboidal del graben, similar al de una cuña orientada hacia el norte, son evidencias que indican una actividad tectónica reciente, en donde se presentan fallas de desplazamientos horizontales, (fallas transcurrentes), dando como resultado un tipo de cuenca que se denomina de tracción.

A lo largo del transecto transversal del sector meridional de la fosa se aprecian depósitos palustres muy jóvenes, que se encuentran elevados a alturas relativas de 100 m aproximadamente y mayores, lo que también es evidencia de la intensa actividad neotectónica de la corteza terrestre durante el Mioceno y hasta el presente. Estos ascensos se manifiestan a diferentes velocidades y dan origen a toda una serie de unidades que conforman bloques pequeños, lo cual determina que el valle tectónico presente un escalonamiento irregular. En ocasiones, en elevaciones cercanas a la carretera federal Tehuacán-Oaxaca, se aprecian bloques que se encuentran basculados, dando origen a estructuras monoclinales, las cuales se encuentran siempre inclinadas hacia el centro de la fosa.

En sus relaciones con las unidades florísticas, esta subprovincia coincide con la subprovincia de Tehuacán-Cuicatlán, donde reina un clima semiárido, con predominio de selvas bajas caducifolias y diversos tipos de matorrales, principalmente de tipo xeromórfico.

### 4. Sierra Madre de Oaxaca

*Límites.* Abarca una superficie de 17 519.95 km<sup>2</sup>, la segunda en extensión; limita al norte-noroeste con el esta-



do de Puebla, conservando la dirección generalizada NNW-SSE; al norte y este, con la Planicie Costera del Golfo, y al oeste con la fosa de Tehuacán; al sur, con los Valles Centrales, y Montañas y Valles del Centro de Oaxaca.

**Topografía-hidrografía.** De acuerdo con la interpretación de la curva hipsográfica, existe todo un amplio intervalo de categorías altitudinales; dichos valores tienen una base piramidal clara, es decir, los terrenos con mayor superficie se distribuyen hacia los intervalos de baja altitud, pero conviene argumentar que es la base estructural de varios ejes orográficos, que cuentan con más de 120 cumbres con altitudes superiores a 2 500 m. La estructura, en general, es asimétrica, toda vez que las alturas mayores se distribuyen de forma acentuada hacia el poniente y, en la porción meridional, ambas vertientes tienen por tanto laderas de longitud corta y de declive pronunciado (mayor de 18°) y cerca de los parteaguas se presentan pendientes mayores de 30°, mientras que a todo lo largo de la vertiente oriental, la que reconoce hacia el Golfo de México, son de laderas tendidas.

La hidrografía también responde a la asimetría de la Sierra Madre; las corrientes cortas y de carácter torrencial escurren hacia la fosa de Tehuacán y Valles Centrales, y el resto lo hacen recorriendo gran parte de la estructura, pues la mayoría de las corrientes nacen prácticamente en los parteaguas, descendiendo rápidamente con cursos fluviales de pendientes pronunciadas hasta alrededor de los 400 m de altitud, para nivelarse y tomar rumbo hacia la llanura del Golfo. Cabe mencionar que la única corriente que cruza la Sierra Madre es la del río Santo Domingo, a través de su lecho fluvial encañonado (Cañón de Tecomavaca); se supone que ha logrado este cruce gracias al proceso de karstificación y por la conjunción de toda una red de fallas y fracturas, provocando con esto, primero, que se colapse el conjunto de dolinas, que siguen estos planos de debilidad que marcan las fallas, permitiendo el flujo subterráneo y, posteriormente, la caída del techo de cavernas y galerías asociadas al relieve kárstico. El río Grande corta profundamente la Sierra Madre a la altura de la Sierra de Juárez, con una incisión longitudinal a la estructura y, por ende, de disposición paralela al parteaguas; la corriente así formada, al no seguir la superficie de la estructura original o primaria, tuvo que obedecer al control estructural disyuntivo (fallas y fracturas) para desembocar en la Fosa de Tehuacán.

**Geología-geomorfología.** Es compleja y diversa; se identifica el complejo metamórfico del Mesozoico sobre el borde occidental en la Sierra Mazateca. También

sobre el borde occidental de la Sierra de Juárez se halla un complejo milonítico, que consiste en rocas trituradas a lo largo de planos de falla. En esta misma zona, y a lo largo y ancho del río Grande, se encuentran las rocas de origen volcánico y que posteriormente fueron metamorfoseadas, también en el Mesozoico. Las rocas sedimentarias se distribuyen por el borde o faja del flanco oriental de la Sierra Madre y consisten en una secuencia estratigráfica de rocas calizas arrecifales, lutitas, areniscas y evaporitas del Jurásico, así como estratos de anhidrita de calizas, dolomitas, margas, lutitas y areniscas en una secuencia continua del Cretácico inferior, cortadas de manera irregular por intrusiones de origen ígneo (batolitos y graníticos). Por último, hay extensos afloramientos de tobas volcánicas del Terciario, que se distribuyen de manera irregular en el flanco meridional de la Sierra Madre.

El relieve de la Sierra Madre, en su porción norte y en el borde occidental, presenta un estilo monolítico, pero cortado por valles erosivos y por procesos de ladera en los flancos, mientras que a nivel de cimas dominan los procesos denudativos. El borde oriental posee las mismas características para los flancos, pero se diferencia por el predominio de un relieve en forma de mesas, sujeto a un intenso proceso de estructuras kársticas (dolinas, cavernas, etc) sobre las calizas de edad cretácica.

La porción central de la sierra se divide en cuatro ejes orográficos: el primero corresponde al borde occidental del complejo milonítico; el segundo, al plano axial o eje longitudinal de la estructura de la Sierra de Juárez; el tercero, a la Sierra de Cempoaltépetl-Mixe, y el cuarto, al borde meridional, sobre el cual se interceptan los tres ejes anteriores. Los procesos dominantes de laderas son los de remoción en masa (deslizamientos, caída de rocas), entre otros, en lugares localizados y procesos de disección fluvial, de reptación de suelos e intemperismo.

Esta subprovincia coincide territorialmente con la provincia florística de la Sierra Madre de Oaxaca, según García-Mendoza y Torres (1999), y en ella predominan el bosque mesófilo de montaña, bosque de *Quercus*, *Pinus* y *Abies*, así como pequeñas zonas con matorral.

##### 5. Planicie Costera del Golfo (Papaloapan y Coatzacoalcos)

**Límites.** Limita por el occidente y el suroeste con la Sierra Madre de Oaxaca; al norte y al oriente con la Planicie de Veracruz, y al noroeste, con el estado de Puebla, cubre una extensión de 7 975.92 km<sup>2</sup>.

**Topografía-hidrografía.** De topografía esencialmente llana, se interrumpe por ejes de premontañas que se disponen perpendiculares en dirección NW-SE al declive de la planicie, cuyo rumbo es W-E. Aproximadamente 90% de la región está por debajo del nivel de los 400 m. El escurrimiento es drenado, casi en su totalidad, por el río Papaloapan. En esta subprovincia predominan, con un 78.3%, las superficies de llanuras con pendientes entre 0° y 3°.

**Geología-geomorfología.** El relieve premontañoso consiste en estructuras plegadas de rocas calizas arrecifales, sedimentos arcillosos y calcáreos y de calizas con pedernal del Cretácico superior. Los procesos geomorfológicos dominantes son los de karstificación. El relieve de la llanura es de origen acumulativo y está formado por depósitos de piedemonte y de tobas volcánicas en la porción septentrional, mientras que en el sector central se depositan los conglomerados, calizas, arcillas y limos como depósitos continentales. En la porción sur se identifican conglomerados, calizas y arcillas bentónicas del Mioceno. La disposición paralela y alterna de cadenas calcáreas ha facilitado estructuralmente que las aguas queden retenidas, como ocurre en la presa Miguel Alemán, ubicada entre las elevaciones de tipo horst, lineales y paralelas entre sí. Las direcciones tectónicas principales de estas elevaciones coinciden con el rumbo general de la Sierra de Juárez, NNW-SSE, por lo que pudieran considerarse como un sistema de serranías que se derivan de esta gran morfoestructura.

El relieve de esta unidad coincide con la provincia de la Planicie Costera del Golfo, sustentada por García-Mendoza y Torres (1999), donde predominan las selvas altas y medianas perennifolias, distribuidas en los sectores bajos de los ríos Tonto, Santo Domingo, Valle Nacional, Cajonos, La Lana, Jaltepec y Coatzacoalcos. Además, se encuentran intercaladas pequeñas áreas con sabanas, encinares y pinares tropicales.

#### 6. Valles Centrales de Oaxaca

**Límites.** Colinda al norte con la Sierra Madre de Oaxaca; al este, con la región de las Montañas y Valles del Centro; al oeste, con las Montañas y Valles del Occidente, específicamente con la Sierra de Nochixtlán, y al sur con la Sierra Madre del Sur.

**Topografía-hidrografía.** Cerca de 60% de la superficie está por debajo del nivel de los 1 600 m; el resto de la superficie pertenece a las rampas de piedemonte, con terrenos más altos. Aquí se presenta un sistema escalo-

nado de las llanuras, y las pendientes predominantes están entre 0° y 12°, con un porcentaje espacial de 92.4%.

**Geología-geomorfología.** Consiste en una planicie acumulativa de sedimentos continentales de edad reciente, constituidos por unidades carbonatadas, aluvión, gravas, arenas, limos y arcillas. Hay afloramientos de rocas metamórficas del tipo de los gneis de edad precámbrica y de calizas en la porción meridional. La morfoestructura de los valles es de carácter tectónico, lo que es muy evidente en los horsts del flanco norte.

Una característica notable de esta región es la existencia de una gran estructura circular, constituida por elementos del relieve anulares (en forma de anillo), en la que destaca el cerro El Labrador, con una altitud de 3 000 m, como núcleo de la estructura. Esta diferencia altitudinal en el relieve facilita la distribución en pisos de vegetación. En este sentido, según García-Mendoza y Torres, (1999), en las llanuras existen cultivos y formaciones herbáceas, mientras que en las cerros y cadenas circulares se desarrollan bosques de *Quercus* y de *Pinus*.

#### 7. Montañas y Valles del Centro

**Límites.** Al norte y al noreste colinda con la Sierra Madre de Oaxaca; al oeste, con Valles Centrales, y al sur, con la Sierra Madre del Sur. Abarca una superficie de 6 662.62 km<sup>2</sup>.

**Topografía-hidrografía.** Las diferencias topográficas son contrastantes, pues es notorio ver que todos los valores por debajo de los 1 400 m de altitud representan los valles y planicies aluviales, mientras que por encima de este nivel se encuentra el resto del relieve de montaña. La región es drenada por la cuenca hidrográfica del río Tehuantepec y del río Grande de Miahuatlán, una red fluvial que resalta por su diseño de forma enrejada, y que en algunos sectores se presenta de forma rectangular, la cual se ajusta a la estructura y a la presencia de fallas y fracturas de forma paralela, conformando tributarios que se unen a cursos troncales, debido a pronunciados cambios de su trayectoria en ángulo recto. Visto en planta (mapa y fotos aéreas), en el trazo de la red fluvial sobre los principales valles se observan cambios de rumbo en ángulos de 90° o muy cercanos a este valor, en sentido oeste a este hasta la presa Benito Juárez. Entre las estructuras escalonadas se forman parteaguas de orientación norte-sur, es decir, transversales a la red de drenaje.

Una característica de esta subprovincia es la presencia de un conjunto de montañas, premontañas y lome-

## 50 BIODIVERSIDAD DE OAXACA

ríos aislados que ocupan, en su mayoría, una configuración anular central, separados por sectores de llanuras, también con ese diseño estructural. Las pendientes se agrupan fundamentalmente en los intervalos hasta los 30°, existiendo un 5.4% para las pendientes superiores a ese valor.

**Geología-geomorfología.** Afloran una gran diversidad de tipos litológicos, desde rocas metamórficas del Precámbrico, secuencias estratigráficas sedimentarias del Cretácico y cuerpos intrusivos del Terciario, hasta rocas volcánicas del Terciario, representadas por rocas andesíticas, ignimbritas, riolitas y tobas de origen volcánico. Por otra parte, hay depósitos sedimentarios de ambiente continental en una secuencia estratigráfica no diferenciada, siendo imposible tratar de encontrar un patrón de distribución de estas rocas, toda vez que yacen dispuestas en forma muy irregular a la manera de innumerables islotes. Por lo anterior, el sello distintivo de la región es la propia diversidad. Los problemas de denudación y erosión son los dominantes, principalmente en rocas metamórficas de tipo gneis y en sedimentos volcánicos y tobas.

La sierra más notable es la de Tehuantepec, con una altitud de 2 800 m en el cerro Piedra Larga (Yautepec). Esta serranía representa uno de los nudos estructurales del relieve más complejos de todo el estado.

Esta subprovincia queda contemplada en el extremo noreste de la Sierra Madre del Sur, según la clasificación de García-Mendoza y Torres (1999). De acuerdo con las investigaciones de estos autores, la vegetación predominante es el bosque de *Quercus-Pinus*, mesófilo de montaña, selva mediana subperennifolia y, en áreas restringidas, matorral y selva baja caducifolia.

#### 8. Depresión Istmica de Tehuantepec

**Límites.** Este gran bloque morfoestructural de carácter deprimido limita al oeste con la Sierra Madre de Oaxaca, y al este con la Sierra Madre del Sur de Chiapas (región de los Chimalapas); al norte con la Planicie Costera del Golfo, y al sur, con la Planicie Costera de Tehuantepec. Su superficie es de las más pequeñas, con 2 114.12 km<sup>2</sup>.

**Topografía-hidrografía.** En el contexto montañoso del estado, esta subprovincia constituye una zona relativamente deprimida. La Sierra de La Ventosa, de poco más de 400 m de altitud, es la principal barrera topográfica de la región. Las pendientes predominantes son las comprendidas entre 0° y 3°, con un 67.1%, y entre 3° y 6°, con un 17.4%; el resto de los intervalos, superio-

res a 6° de inclinación, está por debajo de 15.6%, lo cual atestigua su carácter llano o ligeramente inclinado.

**Geología-geomorfología.** La simplicidad del relieve contrasta con una geología muy compleja; se identifican cuerpos batolíticos de rocas graníticas del Paleozoico al este de la Sierra Atravesada, que se expresan como un relieve de lomeríos bajos localizados sobre la porción noroccidental de esta unidad. A su vez, dicha estructura se encuentra circundada por lechos rojos continentales de lutitas, areniscas y conglomerados, que forman un paquete sedimentario del Triásico, el cual se extiende hacia la porción central de la depresión con una morfología de llanura, donde sobresalen testigos de erosión. Sobre esta unidad se encuentra una secuencia sedimentaria de rocas calizas y dolomitas del Cretácico, las cuales rodean la periferia de los lechos rojos y de los cuerpos intrusivos. La sierra plegada de La Ventosa, ubicada en la porción meridional del istmo, pertenece a esta secuencia de calizas, junto con los depósitos del Jurásico, consistentes en limolita arcillosa, conglomerado cuarzoso, lutitas y areniscas. Esta unidad hace contacto, por el lado suroriental, con rocas metamórficas del Mesozoico e ígneas intrusivas del Terciario. En la porción oriental hay rocas de origen volcánico del Jurásico y del Terciario. El Cuaternario se desarrolla extensamente en la porción central, representado por aluviones.

Según García-Mendoza y Torres (1999), esta subprovincia está cubierta por selvas bajas caducifolias espinosas, sabanas, matorrales y pequeñas áreas con bosques de *Quercus* y *Pinus*.

#### 9. Sierra Madre del Sur de Oaxaca y Chiapas (región de los Chimalapas)

**Límites.** Este sistema montañoso colinda al norte con la Planicie Costera del Golfo; al este, con la frontera de Chiapas; al oeste, con la Depresión Istmica, y al sur, con la Planicie Costera de Tehuantepec. Esta subprovincia abarca 5 816.08 km<sup>2</sup>.

**Topografía-hidrografía.** Más de 20% de la superficie se encuentra por encima de los 1 000 m de altitud; poco menos de 50% de la región corresponde a las montañas de altura media y baja, en tanto que alrededor de 30% es de elevaciones bajas. El sistema hidrográfico es alimentado por las vertientes septentrionales, por medio del río Uxpanapa, y el escurrimiento de la zona central reconoce los niveles de base en el occidente, mediante afluentes del río Coatzacoalcos.

**Geología-geomorfología.** Son las mismas unidades li-toestratigráficas de la región del istmo, ya que conti-

núan conectadas, pero al proyectarse muestran diferente distribución; por ejemplo, el Paleozoico intrusivo y el Mesozoico metamórfico tienen amplia cobertura en la porción central, y circundando éstas se hallan las secuencias sedimentarias del Jurásico y del Cretácico, así como rocas volcánicas e intrusivas del Terciario.

Como producto de la tectónica transpresiva (choque de placas tectónicas) de la placa oceánica Cocos y de la continental de América del Norte, en el Golfo de Tehuantepec se ha formado una estructura de bloques en forma de arco, que vista en los mapas o imágenes de satélite, muestran una gran curvatura que apunta hacia el noreste, lo que indica el sentido del empuje tectónico. Esta subprovincia se corresponde con uno de los grandes bloques morfoestructurales de la Sierra Madre del Sur (Hernández *et al.*, 1995), dado su diseño arqueado, producido por la transpresión de la placa Cocos en este sector continental. En el relieve se aprecia un estilo en forma de trenza o de cola de caballo, debido a la influencia de las fallas de desplazamiento horizontal (transcurrentes), que atraviesan Guatemala y se entrelazan a lo largo de la Sierra Madre de Chiapas y de las elevaciones y premontañas de la Sierra Atravesada.

García-Mendoza y Torres (1999) mencionan que los tipos de vegetación son selvas altas y medianas subperennifolias, bosques mesófilos de montaña y selvas bajas perennifolias.

#### 10. Sierra Madre del Sur

**Límites.** Estas montañas limitan al norte con las Montañas y Valles del Occidente, mediante el contacto del río Verde, los Valles Centrales y las Montañas y Valles del Centro de Oaxaca. Por todo el flanco sur limita con la Planicie Costera del Pacífico. Posee una extensión bastante considerable, de 12 350.15 km<sup>2</sup>.

**Topografía-hidrografía.** Esta sierra es una estructura que se extiende paralelamente a la planicie costera y a la línea de costa; por tanto, se proyecta igualmente en ese rumbo, formando un arqueamiento suave. La distribución topográfica del relieve es contrastante, pues en el sector occidental es esencialmente de montañas medias, ya que ninguna cúspide rebasa los 2 000 m, mientras que en el sector central se concentran las montañas altas, mayores a esa altitud, para descender nuevamente en la porción oriental de la sierra. El único cauce que cruza la sierra es la corriente del río Verde, puesto que los demás escurrimientos son de carácter autóctono que nacen en la misma vertiente meridional de la sierra. La distribución de los intervalos de pendientes acusa

un predominio de los valores de 18° a 30° (28.6%), de 12° a 18° (24%) y de 6° a 12° (22.3%).

**Geología-geomorfología.** El extremo occidental se identifica por la presencia de las rocas metamórficas del complejo Acatlán del Paleozoico e ígneas intrusivas de granitos, mientras que en el área central estas rocas se reemplazan por el complejo metamórfico del Precámbrico y por intrusiones ígneas de rocas granitoides del Terciario. En el sector oriental afloran predominantemente las rocas volcánicas terciarias y los sedimentos volcanoclasticos de tobas del Mesozoico. Las rocas sedimentarias están representadas por calizas y dolomitas; también se encuentran muy extendidas las rocas metamórficas del Cretácico, compuestas de gneis y migmatita, además de intrusivas del Terciario.

Desde el punto de vista morfoestructural, la Sierra de Miahuatlán merece un apartado como subunidad, debido a que allí se desarrolla un nudo estructural con las siguientes características: es un elemento mayor del relieve, con cumbres que se elevan a más de 3 500 m, lo que está por encima del nivel regional; es un nudo importante, ya que convergen varios ejes orográficos transversales; hay un notable aumento en la densidad o concentración de cimas; cuenta con una configuración del relieve en forma de estrella, visto en planta (mapas o fotografía aérea), y existe un cambio en la orientación del eje orográfico de la Sierra de Miahuatlán y de su expresión en el relieve.

En esta región prevalecen los bosques de *Quercus* y *Pinus*, el mesófilo de montaña, las selvas medianas subperennifolias y en áreas muy restringidas matorrales y selvas bajas caducifolias (García-Mendoza y Torres, 1999).

#### 11. Planicie Costera del Pacífico

**Límites.** Limita al norte con la Sierra Madre del Sur, y al sur, con el Océano Pacífico. De carácter alargado y estrecho, ocupa 9 262 km<sup>2</sup> del estado.

**Topografía-hidrografía.** La planicie se puede dividir en dos áreas: la occidental, de relieve más suave, en donde se distinguen llanuras, lagunas y lomeríos que finalizan en Puerto Ángel, y por el lado oriental, consiste en un relieve premontañoso y de elevaciones medias y bajas que descienden hasta el mar con una línea de costa mixta, de promontorios rocosos en los que se intercalan playas arenosas. En la distribución superficial de las pendientes predomina el valor entre 0° y 3°, con un 55.4 %.

**Geología-geomorfología.** La zona costera está prácticamente cubierta por rocas metamórficas del Cretácico e intrusivas de carácter granítico; sólo de manera local existen afloramientos de calizas. El Cuaternario aluvial

## 52 BIODIVERSIDAD DE OAXACA

está localizado en las desembocaduras de los ríos Verde, Copalita y otros. El relieve es acumulativo en la porción occidental, mientras que en la oriental es de erosión y de denudación areal o laminar, modelando las terrazas estructurales y niveles premontañosos ya diseccionados por la red fluvial.

En esta unidad geomorfológica se distingue claramente el escalonamiento del relieve debido a la influencia neotectónica, ascendiendo por saltos hacia el interior del continente, en correspondencia con el desarrollo general del relieve en las zonas de subducción (choque de placas).

Según García-Mendoza y Torres (1999), existen tres tipos de comunidades vegetales: selvas medianas subcaducifolias, selvas bajas caducifolias y manglares en la línea costera.

#### 12. Planicie Costera de Tehuantepec

*Límites.* Limita al norte con la depresión del istmo y la Sierra Madre del Sur de Oaxaca y Chiapas; al este con la Sierra Madre del Sur de Oaxaca y Chiapas; al suroeste parcialmente con la Planicie Costera del Pacífico, y al sur, con el Océano Pacífico.

*Topografía-hidrografía.* Es la región con la topografía más baja de todas las subprovincias, con más de 90% de su superficie plana, y algunas elevaciones localizadas en la porción oriental de la planicie. Los ríos que atraviesan esta parte, reconocidos por su importancia y problemas de desborde fluvial son, entre otros, el Tehuantepec y el Ostuta.

*Geología-geomorfología.* Corresponde a depósitos continentales del Cuaternario, consistentes en gravas, arenas, limos y arcillas. Otras rocas que afloran son relictos de pequeñas intrusiones de granitos y de material volcánico del Terciario. Los procesos morfodinámicos son esencialmente de acumulación por constituir el nivel base de la región, y de acción constante de la deflación (erosión eólica) que modela los campos de dunas en el litoral.

Desde el punto de vista florístico, la subprovincia refleja una amplia distribución de sabanas, matorrales y manglares con vegetación subacuática en sus lagunas costeras, donde sobresalen las lagunas Superior, Inferior y Mar Muerto.

#### ALGUNAS CARACTERÍSTICAS MORFOESTRUCTURALES

Uno de los pasos metodológicos más importante en el estudio del relieve es la revelación del papel de la es-

tructura geológica en la formación del relieve de la superficie terrestre. Para ello, se partió de la teoría del análisis morfoestructural (Guerasimov, 1986) y de su clasificación tipológica en diferentes escenarios montañosos (Hernández et al., 1995, 1996).

El relieve del estado está consolidado sobre un complejo universo geotectónico de un paleocratón precámbrico (Oaxaquia) con acreciones de terrenos tectonoestratigráficos paleo, meso y cenozoicos, que fueron deformados por el mecanismo de subducción en toda su extensión y complicadas en su extremo suroriental por los mecanismos de transpresión de Tehuantepec y los sectores terminales de las transcurrencias Polochic-Motagua, como influencias tectónicas del Caribe septentrional.

La separación estructural de las grandes unidades del relieve, bajo un desarrollo diferenciado por la intensidad de los movimientos neotectónicos (movimientos de la corteza terrestre comprendidos entre el Mioceno y el Cuaternario), permitió establecer los rasgos fisiográficos esenciales, que pueden determinar diferencias notables en la distribución y carácter de la vegetación.

Como se sabe, uno de los factores primarios en la evolución de los paisajes geográficos está formado por el binomio sustrato geológico-relieve, a partir de los cuales, en territorios montañosos como el estado de Oaxaca, se establece la distribución espacial y vertical de los elementos climáticos (insolación, temperatura, presión atmosférica, vientos, precipitaciones, humedad relativa y otros), que, a su vez, determinan el escurrimiento superficial y subterráneo de las aguas y, por ende, las condiciones de formación de los diferentes suelos y de los tipos de ecosistemas.

Para la delimitación y definición de la clasificación fisiográfica de Oaxaca, las características morfoestructurales reflejaron los espacios topográficos contrastantes, las principales categorías del relieve (montañas, premontañas, elevaciones o lomeríos y llanuras) y los grandes rasgos estructurales y litológicos estatales, con lo cual se distinguieron las subprovincias fisiográficas.

Las características geomorfológicas regionales y locales del estado oaxaqueño reconocieron ocho tipos de montañas altas ( $H$  (altitud)  $> 2\ 500$  m), 13 de montañas medias ( $1\ 300 < H \leq 2\ 500$  m), 14 de montañas bajas ( $800 < H \leq 1\ 300$  m), 17 de premontañas ( $400 < H \leq 800$  m), 17 de elevaciones ( $200 < H \leq 400$  m), y 18 de llanuras costeras ( $H \leq 200$  m) e intramontanas ( $H = 2\ 000-2\ 400$  m;  $H = 1\ 400-1\ 800$  m,  $H = 800-1\ 200$  m).

y H = 400-800 m) (Hernández y Ortiz, 2001). Estos escalones altitudinales de las categorías geomorfológicas son básicos para el análisis espacial de la vegetación y su representación cartográfica.

Otro de los enfoques del análisis morfoestructural es el correlativo entre las morfoestructuras y las superficies de planación o de nivelación (areales o de altiplano, lineales o de parteaguas, puntuales o de cimas) antiguas del territorio, lo que nos muestra la diferenciación de los ascensos o descensos neotectónicos (Mioceno-Cuaternario) en la formación del relieve montañoso. En el mapa 1 del anexo cartográfico, conjuntamente con la clasificación fisiográfica, se destacan las principales superficies de cima, las cuales están localizadas en las tres subprovincias fisiográficas notablemente montañosas: Montañas y Valles del Occidente de Oaxaca, Sierra Madre de Oaxaca y Sierra Madre del Sur, así como en pequeños núcleos en las Montañas y Valles del Centro de Oaxaca. Las altitudes se muestran en el cuadro 2.

Las más elevadas y concentradas, en forma de estrella, se localizan en la Sierra Madre del Sur, formadas en bloques monolíticos masivos, sobre cuerpos batolíticos y rocas extrusivas terciarias fundamentalmente. Este núcleo representa uno de los ejes de máximos ascensos neotectónicos y de deformaciones de las superficies de planación. Por su amplitud hipsométrica, puede considerarse como una de las regiones con mayores posibilidades de niveles o pisos altitudinales de vegetación.

**Cuadro 2.** Cúspides principales del estado de Oaxaca y subprovincias fisiográficas de localización

| Núm. | Nombre            | Altitud (m) | Subprovincia fisiográfica                 |
|------|-------------------|-------------|---|
| 1    | C. Quiexobra      | 3 750       | Sierra Madre del Sur                      |
| 2    | C. Piedra de Olla | 3 350       | Montañas y Valles del Occidente de Oaxaca |
| 3    | C. Negro          | 3 250       | Montañas y Valles del Occidente de Oaxaca |
| 4    | C. Yucuiña        | 3 250       | Montañas y Valles del Occidente de Oaxaca |
| 5    | C. Amarillo       | 3 250       | Sierra Madre de Oaxaca                    |
| 6    | C. Siempre Viva   | 3 250       | Sierra Madre de Oaxaca                    |
| 7    | C. La Peña        | 3 250       | Sierra Madre de Oaxaca                    |
| 8    | C. La Sirena      | 3 150       | Sierra Madre del Sur                      |
| 9    | Sierra Peñoles    | 3 050       | Montañas y Valles del Occidente de Oaxaca |
| 10   | C. El Labrador    | 3 000       | Montañas y Valles del Centro de Oaxaca    |
| 11   | C. Piedra Larga   | 2 850       | Montañas y Valles del Centro de Oaxaca    |

Fuente: Altitudes aproximadas obtenidas de la lectura de las cartas topográficas escala 1:250 000, INEGI, 1980.

En la Sierra Madre de Oaxaca, dichas superficies se distribuyen, a manera de óvalo, a través de los parteaguas de las sierras de Juárez, Monteflor y Cerro Amarillo, circunvalando la cuenca hidrográfica del río Grande; mientras que en las Montañas y Valles del Occidente de Oaxaca se distribuyen por los parteaguas, siguiendo el diseño de sistemas paralelos de bloques lineales de sus sierras principales. En ambos conjuntos, las categorías básicas del relieve establecen los pisos altitudinales de la vegetación.

#### APLICACIONES DE LA REGIONALIZACIÓN FISIGRÁFICA PARA EL ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN FLORÍSTICA Y DEL ORDENAMIENTO ECOLÓGICO

La regionalización fisiográfica está basada fundamentalmente en la configuración, diseño y esencia del sustrato geólogo-geomorfológico de un territorio. En ese sentido, las categorías y subcategorías del relieve representan escalones hipsométricos que determinan modificaciones dentro de la zonalidad correspondiente a su latitud geográfica, creando variaciones por pisos altitudinales de los restantes factores y elementos físico-geográficos, tales como clima, aguas superficiales y subterráneas, suelos, vegetación y paisajes, cuyo conocimiento es básico para la evaluación del grado de optimización de la aptitud y del uso territorial y, en función de ello, ejecutar las acciones claves del ordenamiento ecológico del espacio geográfico. Las subprovincias fisiográficas representan la síntesis de las singularidades del relieve del estado de Oaxaca.

La regionalización fisiográfica también se apoya en las características morfométricas del relieve del estado, tales como energía del relieve o profundidad de disección o cortamiento, densidad de disección horizontal del relieve (km por km<sup>2</sup> por unidad de área) y otros métodos y representaciones que ofrecen la diferenciación espacial de las peculiaridades geomorfológicas numéricas, por separado y en conjunto.

Estos rasgos fisiográficos son de gran importancia para los estudios ecológicos, las investigaciones sobre ecosistemas y sobre la diversidad biológica, pues constituyen la base de la distribución de todos los componentes naturales que regulan el desarrollo de los distintos tipos de vegetación. En las regiones costeras de Oaxaca, donde los ecosistemas son sensiblemente frágiles, sería importante revelar el carácter estructural del sustrato, así como los valores generales y locales de

## 54 BIODIVERSIDAD DE OAXACA

la tectónica reciente por geodesia aplicada, con lo que se podría pronosticar la variabilidad espacial de los ecosistemas y de los cambios potenciales de hábitats, en periodos relativamente cortos. Especial interés debe prestársele a los humedales, donde las variaciones en el tiempo de los componentes físicos, motivadas por cambios tectónicos del nivel de base, pueden alterar considerablemente la distribución de los manglares (Hernández, 1999).

A manera de síntesis, la regionalización fisiográfica puede considerarse como el esqueleto básico de la expresión del conjunto de formaciones y deformaciones de la corteza terrestre, expresado tanto en la estructura geológica como en su "membrana geomorfológica" externa. Además, tanto para investigaciones fisiso-geográficas como ecológicas, constituye uno de los primeros pasos para la revelación de las diferencias sustanciales en la distribución de los componentes bióticos y abióticos del subsistema natural territorial.

## LITERATURA CITADA

- DUMITRASHKO, N.V. y E. SCHOLZ. 1978. Classification of geomorphological maps according to scale. En: J. Demek y C. Embleton (eds.), *Guide to Medium-Scale Geomorphological Mapping*, p. 40. Czechoslovak Academy of Sciences, Praga.
- GARCÍA-MENDOZA, A. y R. TORRES, 1999. Estado actual del conocimiento sobre la flora de Oaxaca. *Sociedad y Naturaleza en Oaxaca* 3:49-86.
- GUERRA, P.F. 1964. *Importancia de la red hidrográfica, considerada como clave analítica para la identificación de las imágenes fotográficas aéreas de los rasgos naturales*. Anuario de Geografía, Colegio de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM.
- GUERASIMOV, I.P. 1986. *Problemi Globalnoi Geomorfologii* [Problemas de geomorfología global]. Ed. Nauka, 207 pp.
- HERNÁNDEZ, J.R. (1999). Interacción tierra-mar en condiciones de subsidencia reciente sostenida de la corteza terrestre y riesgos ambientales insulares: Cuba Oriental, Grandes Antillas. En: J.M. Martínez, J.R. Hernández y C. Mosquera (eds.), *El Caribe: contribución al conocimiento de su geografía*. Ed. Gido-Alvigraf, La Habana, pp. 29-34.
- HERNÁNDEZ, J. R., M.A. ORTIZ y J.J. ZAMORANO. 1996. Regionalización morfoestructural de la Sierra Madre del Sur, México. *Investigaciones Geográficas* 31:45-67.
- HERNÁNDEZ, J.R., A.R. MAGAZ, M.A. ORTIZ y J.J. ZAMORANO. 1995. Clasificación morfoestructural (tipológica) y morfotectónica (regional) del relieve oriental cubano: modelo insular de transición interplacas. *Investigaciones Geográficas* 3 (esp.):13-35.
- HERNÁNDEZ, J.R. y M.A. ORTIZ. 2001. *Mapa de morfoestructuras del estado de Oaxaca a escala 1:500 000. Diagnóstico geográfico del estado de Oaxaca*. Instituto de Geografía, UNAM, México, 2 hojas.
- INEGI, 1980. Cartas topográficas y geológicas. Escala 1:250 000.
- VILLOTA, H. 1992. El sistema CIAF de clasificación fisiográfica del terreno. *Revista CIAF* 13 (1): 55-70.
- SPIRIDONOV, A.I. 1975. *Cartografía geomorfológica*. Ed. Nedra, Moscú, 182 pp. (en ruso).





Ortiz Pérez, M.A., I. Sommer Cervantes, y O. Oropeza Orozco, 2010. Criterios para estimar la vulnerabilidad física de las costas de barrera ante los impactos hidrometeorológicos, p. 101-124. En: E. Rivera-Arriaga, I. Azuz-Adeath, L. Alpuche Gual y G.J. Villalobos-Zapata (eds.). Cambio Climático en México un Enfoque Costero-Marino. Universidad Autónoma de Campeche CETYS-Universidad, Gobierno del Estado de Campeche. 944 p.

## CAMBIO CLIMÁTICO EN MÉXICO UN ENFOQUE COSTERO Y MARINO

Elementos ambientales para tomadores de decisiones

---

# Criterios para estimar la vulnerabilidad física de las costas de barrera ante los impactos hidrometeorológicos

*Mario A. Ortiz Pérez, Irene Sommer Cervantes y Oralia Oropeza Orozco*

---

## RESUMEN

Las barreras litorales son estructuras naturales que se desarrollan enfrentadas a las costas y que les confieren un albergue y protección muy efectivo en contra de los impactos de los agentes meteóricos, tales como vientos y oleajes de marea; específicamente durante los eventos en que se despliega mayor energía, tales como huracanes, tormentas e incluso los cambios inducidos por las elevaciones del nivel del mar. Para evaluar la vulnerabilidad física de las costas se ha recurrido a una serie de variables que luego se conjuntan para conformar índices de vulnerabilidad. La aplicación de esta metodología se ha llevado a cabo de manera indiscriminada, resultando en una sobre-estimación de la vulnerabilidad en el caso de las costas protegidas por barreras. El presente trabajo se aboca a la selección y desarrollo de variables y criterios específicos para evaluar la vulnerabilidad física, considerando la presencia de barreras. Este aporte es especialmente importante cuando se trata de litorales en los que abundan este tipo de estructuras como es el caso del Golfo de México. El cálculo de los índices de vulnerabilidad obtenido considerando estos criterios será mucho más realista que los desarrollados a la fecha.

**CAMBIO CLIMÁTICO EN MÉXICO**

Elementos ambientales para tomadores de decisiones

**INTRODUCCIÓN**

El término de barrera en general, se utiliza para designar a un cuerpo de loma arenosa de trazo elongado, usualmente paralelo a la playa que se eleva por arriba de la marea alta, separado de la margen continental a través de un cuerpo de agua conocida como laguna de barrera; en muchos casos constan de depósitos arenosos con fragmentos de conchas, su formación es favorecida por la dinámica propia de las corrientes costeras, o bien, son de origen biogénico formando una barrera arrecifal; pueden presentarse como unidades independientes enfrentadas a la costa continental o estar unidas a la costa en cortos trechos a manera de penínsulas.

Su función natural entre varias más, es la de absorber la energía del océano amortiguando los efectos de los Nortes, huracanes y otro tipo de tormentas. Por lo que su presencia y sus características morfoespaciales en un litoral marcan una gran diferencia con respecto a una playa descubierta, en cuanto a su resistencia ante los impactos hidrometeorológicos y aquellos que deriven del ascenso del nivel del mar al que nos enfrentamos.

Las barreras litorales arenosas son sensibles a los cambios ambientales y su vulnerabilidad física, está dada por la convergencia de diversos factores físicos y antrópicos. Entre ellos se consideran; la magnitud, la frecuencia y la interacción de procesos marinos e hidrometeorológicos; la configuración geomorfológica, el desarrollo de los suelos y la vegetación y el impacto por la alteración humana.

A la fecha, los estudios llevados a cabo para establecer su vulnerabilidad física, no discriminan entre las costas abiertas y aquellas protegidas por barreras, en ellos se sugiere la medición de una serie de variables que sirven de base para el cálculo de índices de vulnerabilidad, mismos que permiten comparar distintos escenarios costeros y jerarquizarlos. Entre los trabajos más representativos en este sentido pueden citarse los de Thieler y Hammer-Klose (1999), Diez *et al.* (2007), Kokot *et al.* (2004) y la propuesta de Gornitz (1990).

En este trabajo, se proponen una serie de variables para distinguir entre la vulnerabilidad de tramos protegidos por barreras de aquellos que no lo están.

Las variables consideradas surgen a partir de la sistematización de información recabada por Ortiz (1988, 1992), Ortiz *et al.* (*en prensa*) y Hernández *et al.* (2008); y se refieren primordialmente a características geomorfológicas relevantes en los procesos evolutivos de las barreras. Además, se dio énfasis en que los rasgos considerados sean evidentes en imágenes de satélite o fotografías aéreas; que los métodos de evaluación sean sencillos (principalmente conteos, promedios y mediciones de longitudes) y que sean útiles para el cálculo de los índices de vulnerabilidad por los métodos recomendados en la literatura.

**CARACTERIZACIÓN DE LOS SISTEMAS DE BARRERAS**

Por su origen y posición transitoria o efímera las barreras litorales se ubican entre las estructuras más dinámicas de la costa porque nunca se consolidan de forma plena, no son perdurables y son siempre inestables en sus ritmos de crecimiento y recesión. Dependen para su existencia de grandes cantidades de arena, surtida de manera casi permanente por las fuentes continentales

a través de deltas, estuarios y escurrimientos superficiales de varios tipos. Por otra parte, los trenes de oleaje marino re-movilizan los sedimentos a través de corrientes playeras conocidas como corrientes de deriva litoral, mismas que redistribuyen los sedimentos a lo largo de la costa. Así, se establece un flujo a manera de verdaderos ríos de arena a lo largo de la zona de rompientes que recorre decenas y aun cientos de kilómetros a lo largo de las playas simulando una cinta sin fin que porta sedimentos. Estas corrientes de deriva litoral pueden cambiar de dirección conforme a diversos factores, de manera que llegan a adoptar flujos de sentido bidireccional.

El oleaje forma parte de los procesos de edificación de la barra al socavar y elevar los gradientes de pendiente de la playa, superficie que al descender la marea pasa a ser modelada por acción de la deflación. La sucesión de eventos meteóricos re-elabora la barrera sin cesar, cuya forma se adapta a la expansión o reducción espacial de los sedimentos, adoptando orientaciones tanto en sentido longitudinal como perpendicular a la costa, en términos de la amplitud o estrechamiento en su anchura y en la morfología de la componente vertical ya sea ganando o perdiendo altura.

El comportamiento de las barreras está sujeto a periodos que varían desde los diarios (24 h) hasta los geológicos (miles de años), lo que les imprime una fuerte dinámica de cambio. El modelado morfodinámico se puede presentar a través de pulsos de variación diaria, mediante la ocurrencia de mareas, de distintos intervalos y dirección de los trenes de oleaje y de ráfagas y brisas de viento, cambios que traen aparejadas variaciones de temperatura, humedad, insolación y luz.

Todos estos procesos en conjunto tienen como consecuencia final, guarecer las márgenes continentales creando una zona de transición de aguas interiores esto es, un medio más abrigado que propicia la instalación de lagunas circundadas de ciénagas, humedales, planicies de inundación, salinas y petenes que son ecosistemas que se caracterizan entre otras cosas, porque en ellos dominan condiciones de baja energía física.

Por su organización de arreglo estratégico, las costas de barrera las catalogamos según su grado de exposición relativa a la influencia directa de la materia y la energía provenientes de mar abierto, de este modo, encontramos que hay una variedad de arreglos de distribución como: barreras de flechas arenosas, islas barrera, barreras ancladas de península y barreras ancladas de bahía entre otras (figura 1).

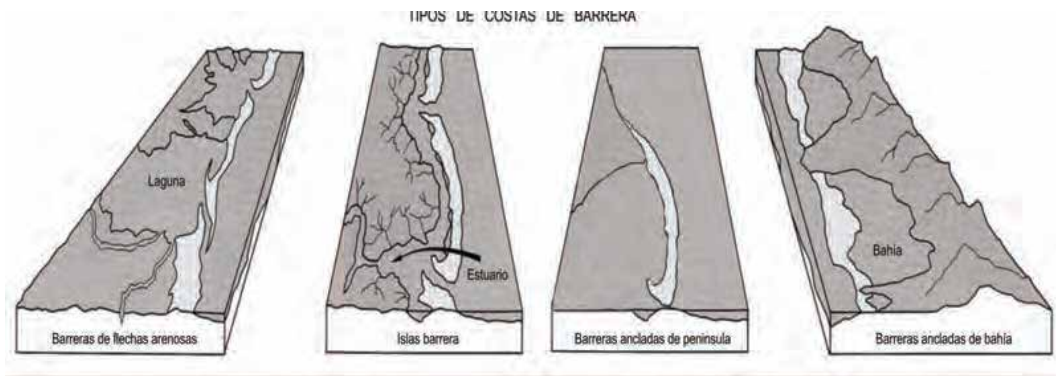
El patrón más común de emplazamiento es el de la barrera que se separa de tierra firme a través de una laguna (figura 2).

La estructura espacial de franjas paralelas formadas por el cuerpo arenoso, las planicies de inundación, la superficie del cuerpo de aguas protegidas y la franja de la margen continental constituirán la zona buffer o de amortiguamiento esencial.

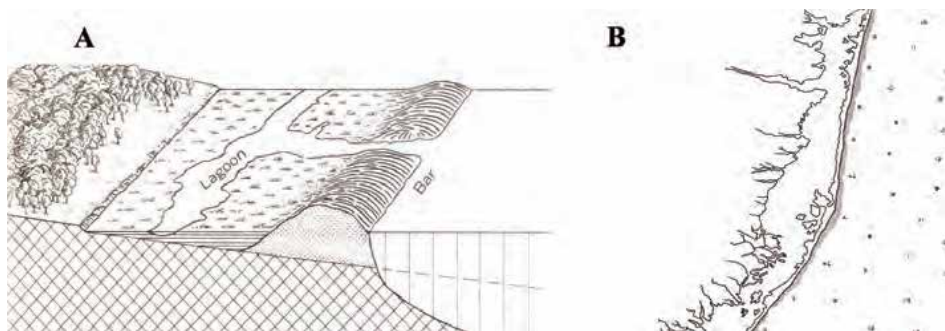
Otro patrón de distribución de mayor complejidad resulta del arreglo de la disposición de barreras dobles o más, que proporcionarán un abrigo mayor, con la posibilidad de la proliferación de humedales entre barreras. Un ejemplo de barreras múltiples se presenta en la figura 3.

**CAMBIO CLIMÁTICO EN MÉXICO**

Elementos ambientales para tomadores de decisiones



**Figura 1.** Principales tipos de costas de barreras (Modificada y adaptada a partir de Wells (s/f)).



**Figura 2.** A) Vista de un modelo idealizado de una costa de barrera, B) A una escala más generalizada, una vista en planta de una porción del tipo de costa en cuestión, en la representación de una carta náutica.



**Figura 3.** Imagen oblicua de una costa de barrera con el frente de la isla barrera en primer plano, en el plano medio una segunda barrera y en la parte superior otra más.

Rivera-Arriaga, Azuz Adeath, Alpuche Gual y Villalobos-Zapata (eds.)

## VULNERABILIDAD FÍSICA DE LAS BARRERAS

La vulnerabilidad de un elemento o de un sistema, se define como la dificultad o falta de capacidad del mismo para recuperarse del daño producido por un fenómeno natural o humano peligroso. Muchas veces se utilizan como sinónimos de vulnerabilidad: fragilidad, sensibilidad y/o debilidad. Hay quienes diferencian vulnerabilidad intrínseca, referida a cuando el sistema es frágil por sí mismo y vulnerabilidad extrínseca, que expresa la intensidad de las causas externas que provocan el daño. Su cuantificación es difícil, ya que muchas veces los fenómenos están poco estudiados y las relaciones causa efecto no están definidas o comprobadas.

En el caso de las barreras litorales por ejemplo, muchas de las características que podrían interpretarse como promotoras de la vulnerabilidad, son también expresión del proceso evolutivo o de la dinámica natural e inestable que las caracteriza, por lo que la selección de variables debe ser conducida con mucha cautela.

Entre los trabajos para evaluar la vulnerabilidad de los litorales se pueden referir los de Thieler y Hammer-Klose (1999), Diez *et al.* (2007), Kokot *et al.* (2004) y Gornitz (1990). Una estrategia común en todos ellos es el cálculo de un índice de vulnerabilidad en donde se agrupa y combina una serie de variables para obtener un valor único que permita jerarquizar los tramos de costa de interés, con base en su mayor a menor vulnerabilidad física.

El procedimiento metodológico exige la consideración de los factores propios de los procesos marinos e hidrometeorológicos que se califican de mayor a menor por su grado de magnitud y frecuencia; a éstos se integran los factores indirectos como geológicos y geomorfológicos. Las variables consideradas en el índice de vulnerabilidad costera de Thieler y Hammer-Klose (1999) en un esquema muy generalizado son:

Elevación media de la franja costera (v1), resistencia del substrato geológico a la erosión (v2), carácter acumulativo del microrelieve (v3), altura media de las olas (v4), intervalo del régimen de mareas (v5), susceptibilidad a inundaciones fluviales y a penetraciones marinas por huracanes (v6), pendiente media de la playa (v7), estructura geomorfológica de la costa (v8), descomposición de la dirección dominante del viento en ramas de quince grados (v9), número y duración de las tormentas (v10), retroceso de la línea de costa (v11), magnitud de la velocidad de desplazamiento tectónico vertical actual (v12).

Estos parámetros, tanto cuantitativos como cualitativos, deben codificarse en una gradación numérica con valores ordinales de 1 al 5 siempre en función de la influencia que ejerce cada parámetro en la vulnerabilidad física de la costa. Las magnitudes o situaciones más críticas se codifican con los valores más altos, es decir, 4 o 5. Finalmente se aplica la fórmula siguiente

$$\sqrt{\frac{v1 \cdot v2 \cdot v3 \cdot v4 \cdot v5 \cdot v6 \cdot v7 \cdot v8 \cdot v9 \cdot v10 \cdot v11 \cdot v12}{12}}$$

Los tramos costeros que presenten los mayores valores del índice de vulnerabilidad física corresponden con las zonas de más alta susceptibilidad y deben estar sujetas a programas de ordenamiento territorial.

**CAMBIO CLIMÁTICO EN MÉXICO**

Elementos ambientales para tomadores de decisiones

Este esquema no es aplicable a las costas con protección de barrera ya que éstas presentan particularidades para absorber la energía física del viento, el oleaje y las precipitaciones intensas; sin embargo se pueden seguir los mismos pasos metodológicos propuestos por estos autores, pero con la inclusión de variables que representen y reflejen la naturaleza de las costas de barrera.

### **IMPORTANCIA DE LAS COSTAS DE BARRERA EN EL GOLFO DE MÉXICO**

En el inventario regional de las costas del Golfo de México, Ortiz y De La Lanza (2006) establecen que las costas de barrera son las más representativas del litoral, además de presentar una gran diversidad de formas y multitud de disposiciones espaciales, (un ejemplo se presenta en la figura 4.) por lo que su descripción y estudio representa una gran oportunidad para establecer su valor y funcionalidad para la protección de las costas interiores continentales y de si mismas.

Los autores llevan a cabo una evaluación comparativa de las costas protegidas y desprotegidas, para ello diferencian dos tipos

**Costas frontales:** pueden ser continentales o no, son abiertas y externas, expuestas al embate directo de la energía física del océano, sujetas a una mayor inestabilidad, ya que se modifican continuamente por erosión, abrasión, transporte y acumulación con cambios morfológicos significativos.



**Figura 4.** Detalle del cordón frontal de duna, parcialmente cubierta de vegetación rastrera. Fotografía de una vista de la barrera de Sian Kan.

Rivera-Arriaga, Azuz Adeath, Alpuche Gual y Villalobos-Zapata (eds.)

**Costas internas:** Corresponden a las orillas internas o de sotavento de la barrera y a la costa continental protegida por la misma. Las orillas internas de la barrera reciben una transferencia menor de energía al localizarse en una zona albergada, por ello dominan procesos de acumulación de sedimentos que provienen de la deflación de la propia barrera, pues usualmente ésta se halla compuesta de campos de dunas y del cordón frontal arenoso de playa. La formación de abanicos de desplazamiento originados durante las tormentas representa uno de los mecanismos más activos de relleno y expansión de las orillas y de la acreción del fondo de las aguas interiores. En tanto que las costas continentales protegidas, están cimentadas en una estructura geológica de mayor edad y evolución, se presentan siempre emergidas, con contactos más contrastados debido a la topografía de la porción continental. No incluyen las zonas deltáicas, los estuarios y en general los ambientes de transición más recientes que cubren a las estructuras geológicas más antiguas.

Los resultados que se presentaban en la tabla 1 y la figura 5, muestran que del total de longitud (2 768.7 km) de las costas frontales del Golfo de México 93% corresponde a costas de barrera. Que las costas internas incrementan la longitud (4 900 km) de las costas externas en casi 80%. Las márgenes internas de las barreras contribuyen con 37% a la extensión total del litoral protegido, en tanto que las márgenes de litoral continental protegido por las barreras representan 63% de la extensión total de litoral protegido. Estos valores dejan de manifiesto la gran importancia que representan las barreras para la protección de las costas continentales en el Golfo de México; considerando que el ascenso del nivel del mar promedio para la zona se reporta de manera general de 1.08 cm por año para el puerto de Veracruz (Zavala, comentario personal). Resulta evidente la amenaza que se cierne sobre los litorales y la necesidad inaplazable de generar propuestas de conservación y manejo para hacer frente a dichos efectos.

**Tabla 1.** Caracterización de la costa litoral del Golfo de México considerando la magnitud de las islas de barrera.

|                                   |                        | Costa frontal<br>(km)      | Costa interna<br>(km) |         |
|-----------------------------------|------------------------|----------------------------|-----------------------|---------|
| <b>Costa frontal con barrera</b>  |                        | 2 560                      |                       |         |
|                                   | <b>Costas internas</b> |                            |                       |         |
|                                   |                        | Margen interna de la barra | 1 795                 |         |
|                                   |                        | Margen interna continental | 3 105                 |         |
| <b>Costa rocosa</b>               |                        | 146.4                      |                       |         |
| <b>Bocanas y discontinuidades</b> |                        | 62.3                       |                       |         |
| <b>Totales</b>                    |                        | 2 768.7                    | 4 900                 | 7 668.8 |

**CAMBIO CLIMÁTICO EN MÉXICO**

Elementos ambientales para tomadores de decisiones



**Figura. 5** Distribución de los tramos más importantes con costas de barrera, con trazo obscuro.

### PROPUESTA METODOLÓGICA

Partiendo del método presentado por Thieler y Hammer-Klose (1999), se formula la presente propuesta ya que las variables para establecer la vulnerabilidad de costas, a la fecha se aplican de forma indiscriminada sin considerar condiciones determinantes como el abrigo que ofrece la geomorfología de las costas de barrera.

La vulnerabilidad y la capacidad de resiliencia de un sistema de costa de barrera, depende del estado de sensibilidad o fragilidad de las propias barreras, toda vez que su integridad de defensa reside en la organización espacial de su estructura geomorfológica. Las variables que describen y caracterizan esta capacidad pueden agruparse en categorías o clases; posteriormente se establecen ligas entre clases mediante una red jerárquica que pondere la importancia de cada clase en función de su contribución a la vulnerabilidad del sistema.

Se proponen las siguientes cinco categorías de variables:

1. Emplazamiento espacial de la barrera
2. Dimensiones morfográficas y morfométricas de la barrera
3. Composición y organización espacial de las unidades naturales de las barreras
4. Llanura costera - planicie de cordones
5. Asimilación antrópica

En primer término, se seleccionó una serie de variables que caracterizan las relaciones con los paisajes circundantes. La estructura espacial es vital por lo que se seleccionan ciertos elementos, puntuales, lineales y de área para su descripción: los morfográficos referidos a las dimensiones geométricas y los morfométricos, de atributo numérico; posteriormente, un conjunto de descriptores ligados a las relaciones y condiciones de conectividad de las barreras con el entorno,



Rivera-Arriaga, Azuz Adeath, Alpuche Gual y Villalobos-Zapata (eds.)

otro conjunto que toma en consideración la parte interna y más protegida de la barrera y el litoral continental, para por último, establecer su estado de alteración por la actividad humana. Estas nuevas variables agrupadas en temáticas se incorporan para mejorar, precisar, jerarquizar y retroalimentar las variables originales de la fórmula de vulnerabilidad.

La sistematización de esta información se llevó a cabo con base en la experiencia adquirida en múltiples trabajos de campo emprendidos desde 1988 a la fecha, en las costas del Golfo de México, particularmente en las costas de Tamaulipas, Veracruz, Tabasco y la península de Yucatán.

Las categorías de análisis, las variables que se incluyen en cada una de ellas, su medición y los intervalos de valores o criterios propuestos se presentan en forma resumida en el anexo 1 y se explican a continuación.

## **GUÍA DE CRITERIOS, PROCEDIMIENTOS Y MEDICIÓN DE VARIABLES**

### **EMPLAZAMIENTO ESPACIAL DE LA BARRERA**

En este apartado se analizan y evalúan la integridad o disgregación de las barreras, su localización relativa con respecto a la margen continental y al océano, la disposición y el grado de exposición de las márgenes interna y externa de la barrera, las relaciones de proximidad a las fuentes de alimentación y la longitud de los abanicos de displayamiento como indicadores de la intensidad erosiva. Las variables seleccionadas en este apartado permiten establecer los vínculos de reciprocidad e influencia entre ambas márgenes.

### **Índice de discontinuidad de la barrera**

Su objetivo es conocer el grado de perforación o desmembración de la costa de barrera por la presencia de discontinuidades o de bocas que presenta. En la medida que aumenta el número de las bocas, la barrera estará en una disposición de mayor fragilidad. También pudiera pensarse en una serie de barreras alineadas y se mide la anchura de las bocas que las separa.

Es la razón del ancho medio de las bocas entre el ancho medio de la barra. Se toman en cuenta tanto las bocas abiertas por sus extremos, como las bocas cegadas que se ubiquen en el cuerpo de la barrera; incluso aquellas con una inestabilidad temporal en la época de lluvias, en las tormentas, en los Nortes, incluso en la falta de aportes de nuevos sedimentos.

$$ID = pab/paB$$

Donde:

ID= Índice de discontinuidad

pab= promedio del ancho de todas las bocas identificables ( en metros)

paB= promedio del ancho de la barra (en metros) (esta variabe aplica tan sólo a la barrera)

**CAMBIO CLIMÁTICO EN MÉXICO**

Elementos ambientales para tomadores de decisiones

**Índice de resistencia relativa**

Cuando se establece la costa de barrera se crean varias líneas de costa, una frontal que corresponde a la orilla externa de la barrera, posteriormente una segunda orilla, la de sotavento de la barrera que hace contacto con aguas interiores protegidas por la propia barrera y una tercera, la de la margen continental. Patrón que se puede repetir en caso de tratarse de barreras dobles o triples (figura 3). Cada barra, representa una franja topográfica que se opone y genera resistencia, al obstaculizar el paso del viento.

Con esta variable se aborda el número y la diversidad de las márgenes del litoral, de acuerdo con la disposición y composición del arreglo fisiográfico de las barreras, en función de la amplitud de espacio entre la costa frontal y la margen interior en tierra firme. A mayor cantidad de barreras mayor disminución de la velocidad y mayor amortiguamiento del impacto de la energía física de los procesos hidro-meteorológicos.

El índice de resistencia relativa se mide:

$$IRR = nm(100)/pdext$$

Donde

IRR= Índice de resistencia relativa

nm= número de márgenes

pdext= promedio de distancias (en m) entre costas extremas  
(la continental y la que da a mar abierto)

A valores mayores de este índice, mayor resistencia y poder de resiliencia del sistema de barreras por lo tanto, menor vulnerabilidad.

**Índice de istmicidad**

Las barras no tienen una configuración homogénea, presentan sitios exentos de acumulación sedimentaria importante. En donde se forman estrechos, que constituyen corredores de abrasión por viento u oleaje de marea, con una morfología de abras o puertos dispuestos entre los arenales y que conectan el flanco de barlovento al de sotavento; el viento remueve las arenas y las deposita en el cuerpo lagunar reduciendo su profundidad (acreción).

$$Iis = PLE/PAB$$

Donde

Iis= Índice de istmicidad

PLE= promedio de longitud media de estrechos (m)

PAB= promedio de la anchura de la barra (m)

Se asume que a menor valor de este índice, más cortos serán los istmos en función de la anchura de la barra y por tanto mayor vulnerabilidad.

Rivera-Arriaga, Azuz Adeath, Alpuche Gual y Villalobos-Zapata (eds.)

### Distancia media a los depocentros

Los depocentros son propiamente las desembocaduras de los ríos y esteros próximos a la barrera, representan las fuentes más cercanas de sedimentos para surtir la materia prima y preservar a las barreras.

$$Dmd = SDd / nd$$

Donde:

Dmd= distancia media a depocentros

SDd= suma de distancias a depocentros. Tomada desde el centro de barra y en línea recta hasta la boca de las desembocaduras, en kilómetros.

nd= número de depocentros

A mayor valor, más lejana estará la fuente de alimentación de sedimentos y por tanto es mayor su vulnerabilidad.

### Longitud media de abanicos de desplazamiento

Los abanicos resultan del corte erosivo de una cercenadura que cruza la barrera en dirección de barlovento a sotavento depositando los sedimentos arrancados con el proceso de canaladura en la laguna interior de la barrera. Este proceso ocurre cuando hay una sobre elevación del nivel del mar a causa de la marea de tormenta. La presencia de abanicos indica, por un lado, que el sistema natural de la barrera es frágil ante los eventos de tormenta, en la medida en que se incrementa la magnitud de los abanicos o se crean otros nuevos.

En ocasiones, el proceso se revierte al dominar la acumulación sobre la erosión; en cuyo caso, las orillas internas de la barrera retroalimentarán el impulso primario de destrucción.

$$Lmad = SLad / nad$$

Donde:

Lmad= longitud media de abanicos de desplazamiento (m)

SLad= suma de las longitudes de los planos axiales de cada abanico

nad= número de abanicos de desplazamiento

### Índice de sinuosidad de la costa interior de la barrera

En la orilla interna de la barrera, que es el margen de sotavento guarecida del oleaje y viento directo del océano, hay una menor energía física en el ambiente dado que las fuerzas meteóricas ya fueron atenuadas por el filtro de la barrera topográfica y arenosa, y por ende es común que en la orilla referida se formen humedales, que van ganado espacio a la laguna de barrera de aguas interiores; acción que se promueve a partir de nuevos terrenos formados por acreción en los bajos, que a su vez, son producto de la deflación y acumulación de abanicos de desplazamiento.

La disposición de los productos de acumulación no es exclusivamente de carácter mantiforme o tangencial, hay depocentros o centros de acumulación localizada a través de abras o

**CAMBIO CLIMÁTICO EN MÉXICO**

Elementos ambientales para tomadores de decisiones

corredores de viento y abanicos y por ello, la orilla interna de la barrera es sinuosa, tiene una configuración ondulada o de entrantes y salientes sobre los cuales prosperan los brotes de maleza acuática arraigada-emergida (popal-tular) o de manglar.

Se calcula:

$$IS = Llr/LT$$

Donde:

IS= Índice de sinuosidad

Llr= Longitud en línea recta de extremo a extremo de la costa interior de la barra (m)

LT= Longitud total de la costa interior de la barrera (m)

Entre menor sea este índice, mayor será la sinuosidad y menor la vulnerabilidad de la barrera. Los criterios para asignar los grados de vulnerabilidad a cada una de estas variables se presentan en la tabla 1.

## **DIMENSIONES MORFOGRÁFICAS Y MORFOMÉTRICAS DE LA BARRERA**

El objetivo de este apartado es el de establecer el orden de magnitud dimensional y la distribución de la estructura espacial, permitiendo conocer las propiedades de extensión y tamaño de barreras.

En la medida que la barra evoluciona a un estado de mayor madurez, se extiende en espacio y tiempo, por consecuencia, sus dimensiones tienden a incrementarse poniendo en evidencia una mayor acumulación de sedimentos producto de procesos morfogenéticos persistentes y por lo tanto se vuelve menos vulnerable.

Los elementos morfográficos corresponden a las dimensiones geométricas y los morfométricos a los atributos de carácter numérico de las barreras, de manera que se pueden establecer las propiedades de extensión y tamaño de las mismas.

Las propiedades geométricas son importantes a fin de averiguar la configuración de la barrera, como la relación de tamaño y su liga con tramos estrechos y bajos y por tanto, de mayor fragilidad al embate de los eventos meteóricos, esto también se relaciona con la exposición debido a una determinada disposición del terreno, ya sea por su diseño espacial o su morfología.

La medición de las variables morfométricas se lleva a cabo, mediante la aplicación directa del Sistema de Información Geográfica (SIG), recurriendo a los módulos de análisis espacial.

Las variables consideradas en este apartado son:

**Anchura media.** Indica que a mayor anchura de la barrera será más estable, difícil de perforar o cercenar. Se mide en metros directamente de la imagen o del plano.

**Altura media.** Corresponde a la diferencia de altitud entre los puntos superiores e inferiores del perfil, medido en metros a partir de la expresión morfológica y utilizando el módulo de Google Earth, que muestra automáticamente las latitudes y las alturas absolutas aproximadas.

**Longitud total.** Es la longitud de la barra de extremo a extremo. La acumulación de sedimentos se lleva a cabo a lo largo del contorno mayor, lo que va confiriendo a la barra mayores dimensiones, mayor anchura y más altura; por el contrario, en la medida que la longitud es más corta, los sedimentos se acumulan menos. Se mide directamente en metros a partir de la imagen o mapa considerando la longitud del plano axial de la barrera.

**Superficie total.** A mayor área existe una mayor concentración de sedimentos; ya que las barras son sitios de acumulación constante debido a la presencia de canales de baja energía del oleaje, que puede aumentar en épocas de tormentas y Nortés. La medición del área es en metros cuadrados a partir de la información espacial del polígono o imagen, utilizando los módulos indicados en el sistema de información geográfica (SIG).

**Pendiente media de los flancos.** Con el fin de conocer la morfología de la superficie frontal para ligar la magnitud de las formas erosivas y acumulativas del relieve. La pendiente media se mide en el perfil del flanco de barlovento, usando el criterio de pendientes límites, inherentes a la morfología, tal como se presenta en la tabla 1 y sobre imágenes del Google Earth, fotos aéreas, imágenes satelitales y ortofotos.

Los criterios para la asignación del grado de vulnerabilidad correspondiente se presentan en el Anexo 1 (cuadro 1).

## COMPOSICIÓN Y ORGANIZACIÓN ESPACIAL DE LAS UNIDADES NATURALES DE LA BARRERA

En este apartado se trata de evaluar la madurez en términos de desarrollo evolutivo indicada por la diversidad de la composición del paisaje que propicia las condiciones que llevan hacia la estabilidad y conservación de la barrera; en tanto que la simplicidad o unicidad del paisaje puede ser indicadora de inmadurez, fragilidad o simplemente que se encuentra en vías de deterioro por remoción o, por el contrario, hacia el acrecentamiento súbito de arena que sepulta la barra.

La diferenciación de la composición se hace seleccionando las franjas por la expresión fisonómica análoga de homogeneidad, relativa con referencia a un paisaje geomorfológico modelado por regularidad de condiciones y procesos semejantes sin diferencias contrastantes.

Las variables ligadas a la vulnerabilidad en términos de la composición y organización espacial de una barrera son:

**Tipo de barrera.** Se selecciona entre los siguientes tipos reconocidos, de menor a mayor vulnerabilidad: arrecife de coral, arrecife de coquina, cascajo conchífero, anclada a tierra, isla libre, flecha arenosa o espiga (spits). Como guía puede consultarse la figura 1.

**Número de unidades naturales.** Entre menos unidades diferentes conformen el paisaje de la barrera, más vulnerable será ante las fuerzas físicas que la impacten. De acuerdo a su número de elementos, tenemos las siguientes categorías

**CAMBIO CLIMÁTICO EN MÉXICO**

Elementos ambientales para tomadores de decisiones

1. Playa
2. Playa más cordón frontal de dunas
3. Playa, cordón frontal de dunas, más campo de dunas altas semi-móviles o planicies de cordones
4. Playa, cordón frontal de dunas, campo de dunas semi-móviles o planicies de cordones, más campos de dunas bajas o cordones estabilizados por vegetación
5. Playa, cordón frontal de dunas, campos de dunas semi-móviles o planicies de cordones, campos de dunas bajas o corredores estabilizados de vegetación, más humedales dispuestos en las orillas interiores de la barrera

**Número de cercenaduras.** Simplemente se cuentan el número de cercenaduras o bocas que presenta cada barra. Entre más cercenaduras, mayor será la vulnerabilidad de la barra.

**Índice de longitudes entre la línea de costa externa con respecto a la interna.** Se trata de comparar el balance y tendencia del sistema, entre la costa con formas acumulativas de acrecentamiento y su porcentaje con respecto a las erosivas.

$$ILC = LCE/LCI$$

Donde

ILC= índice de longitud de costas

LCE=longitud de la costa exterior (m)

LCI= longitud de la costa interior (m)

Entre más alto el valor de este índice domina la costa exterior y por tanto las formas erosivas y se expresa una mayor vulnerabilidad. Los intervalos de valores o criterios a considerar para asignar una categoría de vulnerabilidad se presentan en el anexo 1 (cuadro 2).

**LLANURA COSTERA- PLANICIE DE CORDONES**

En este apartado se considera el caso especial de las planicies de cordones antiguos de playa, que no forman parte integral de una barrera, pero están conformados por cordones coalescentes adosados a las mismas.

**Número de cordones litorales.** Cada cordón es una barrera individual, en una planicie se aprecian como una superficie ondulada surcada por grupos o juegos de barreras, por ello su conteo da una idea de la rugosidad que antepone a las fuerzas hidrometeorológicas.

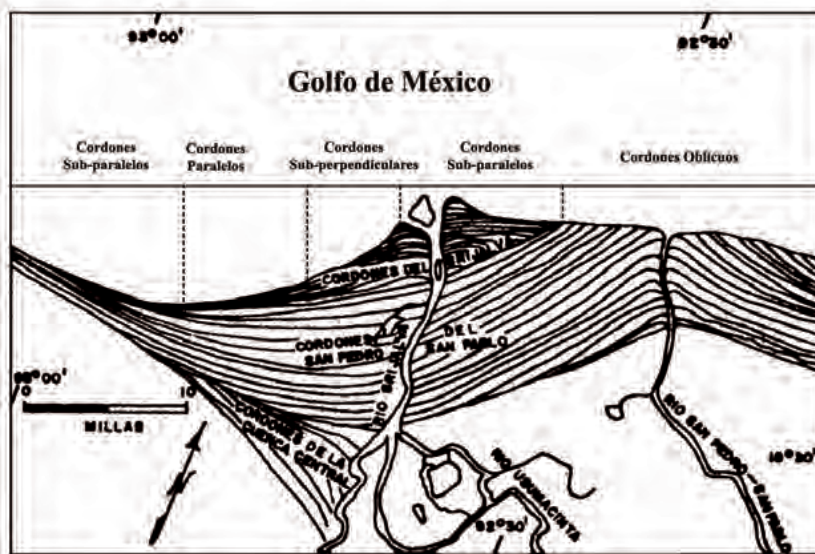
**Altura media de los cordones.** Se expresa como el promedio de altura de cada uno de los cordones que conforman la planicie. Expresan los ciclos con corrientes de deriva de playa que acarrearán una cantidad más abundante de sedimentos, alternados con otros ciclos de menor sedimentación y por ende de altura más baja de los cordones. Los cordones altos resistirán mejor, ya que abaten la fuerza del viento al ras del suelo en mayor medida que los menos altos.

Rivera-Arriaga, Azuz Adeath, Alpuche Gual y Villalobos-Zapata (eds.)

**Distancia media entre cordones.** Se expresa como el promedio de distancia de separación entre líneas de cordones. En la medida en que los cordones se aproximan unos a otros, habrá hondonadas o caños más estrechos formando un arreglo de lomos o crestas de cordones apretados. En el caso que los caños estén más separados mayor será la distancia entre cordones y por esto presentarán menor resistencia al impacto de las amenazas naturales.

**Orientación de los cordones truncados con respecto a la costa actual.** Los cordones truncados se toman como huellas que dejan los procesos dominantes a lo largo del tiempo, por lo que su disposición con respecto a la línea de costa actual permite la evaluación de los impactos potenciales. Los cordones paralelos indican menor vulnerabilidad y los perpendiculares el extremo opuesto.

Los fenómenos de erosión y acumulación han coexistido desde hace mucho tiempo, así lo atestiguan los patrones de diseño de cordones, que dan cuenta de la historia de los cambios en los últimos miles de años. Su interpretación constituye una herramienta de análisis geomorfológico. Cuando los patrones de cordones truncados adoptan una disposición, oblicua, sub-perpendicular o perpendicular, los caños estarán a merced de la entrada del oleaje al carecer de estructuras de protección. En cambio los arreglos paralelos y sub-paralelos disminuyen los valores de retroceso indicando una mejor protección. Se expone el modelo de diversos arreglos de cordones correspondientes al delta del río Grijalva-Usumacinta como referencia visual, para utilizarse como guía (figura 6.)



**Figura 6.** Delta del Grijalva mostrando la configuración asimétrica de los flancos. Se ilustra la disposición de cordones truncados de playa antigua del anterior delta del Usumacinta (Figura tomada de West *et al.*, 1969).

**CAMBIO CLIMÁTICO EN MÉXICO**

Elementos ambientales para tomadores de decisiones

**Porcentaje de inundabilidad de los caños en función de la superficie de la planicie de cordones.** El ascenso del nivel del mar se traduce en mayores áreas sujetas a inundación. Los cordones acumulativos son producto de la regresión marina, o sea de un avance de la línea de costa sobre el mar; los cordones truncados (por erosión) y las áreas de inundación son producto de la penetración marina o transgresión, o sea un avance de la línea de costa hacia la porción continental tierra adentro. Por lo que a mayor porcentaje de inundación se atribuye mayor vulnerabilidad de la costa. Se expresa como el porcentaje de área inundada con respecto a la superficie total.

**Grado de conectividad con los esteros.** La inundación tiene lugar a partir de las entradas de agua de mar conectadas a lagunas, a cursos bajos de estuarios y a esteros; que a su vez, se conectan a la red de caños de la planicie de cordones. Estas hidro-conexiones se identifican estableciendo su número y su jerarquía de acuerdo a la capacidad de intercambio de flujos, conforme a los criterios del Anexo 1 (cuadro 4). Entre más conexiones entre las unidades que conforman la costa habrá mayor grado de vulnerabilidad en la misma.

**Índice de elongación de la planicie.** Indica la configuración de la planicie, qué tan alargada o ancha es, ya que entre más alargada, mayor posibilidad de perforación o ruptura por desmembración. El índice de elongación de una planicie, es comparable con un círculo de área semejante donde el desarrollo de la línea de costa hasta el cordón litoral más interior en la parte más ancha, es tan grande como el diámetro de la longitud de un círculo con valor a 1.

$$D_L = \frac{L}{2\sqrt{\pi A}}$$

Donde

$D_L$  = diámetro de la longitud de un círculo de área igual a la de la planicie,

$L$  = longitud de la línea de costa en metros

$A$  = superficie de la planicie en  $m^2$

Los criterios o intervalos de valores para asignar niveles de vulnerabilidad a estas variables se presentan en el Anexo 1 (cuadro 3).

**ASIMILACIÓN ANTRÓPICA**

Se incluyen variables que representan el grado de perturbación impuesta por las actividades socio-económicas a través de los remanentes de vegetación natural, los bancos de materiales y de la modificación del terreno debido a la construcción de infraestructura, esto se traduce en cambios en la estructura espacial, la geomorfología y el funcionamiento de las comunidades bióticas, esto es, en el desarrollo natural del sistema de costas de barrera, contribuyendo a su vulnerabilidad.

Las variables consideradas son:



Rivera-Arriaga, Azuz Adeath, Alpuche Gual y Villalobos-Zapata (eds.)

## **Remanentes de cobertura de vegetación natural (%)**

### **Bancos de material arenoso (%) en función del tamaño de la barrera**

**Camino de dirección longitudinal.** Se describe su posición en la pendiente de la barrera, así como la orientación del flanco en que se ubica. Las categorías se detallan en el Anexo 1 (cuadro 4).

### **Porcentaje de la longitud del camino con respecto a la longitud total de la barrera**

$$PLC = (LC/LTB)100$$

Donde

PLC= porcentaje de longitud del camino (%)

LC= longitud del camino

LTB= longitud total de la barrera

**Caminos transversales.** Se describe su posición en la pendiente de la barrera, así como la orientación del flanco en que se ubica. Las categorías se detallan en el Anexo 1 (cuadro 4).

### **Porcentaje de la longitud de caminos con relación a la anchura media de la barrera**

$$PAC = (LC/AMB)100$$

Donde

PAC= porcentaje de anchura del camino (%)

LC= longitud del camino

AMB= anchura media de la barrera

**Localización de asentamientos humanos.** Se describe su posición con respecto a la orientación del flanco en que se ubica. Las categorías se detallan en el Anexo 1 (cuadro 4).

**Presencia de infraestructura portuaria.** Se elige una categoría conforme al tipo de estructuras presentes, que se detallan en el Anexo 1 (cuadro 4).

Se pueden obtener a partir del procesamiento de imágenes aéreas o mediante un SIG. Los niveles de vulnerabilidad que se asignan a cada una de estas categorías se establecen en el anexo 1 (cuadro 4).

**CAMBIO CLIMÁTICO EN MÉXICO**

Elementos ambientales para tomadores de decisiones

**COMENTARIOS FINALES**

La presente propuesta es producto de múltiples observaciones, sin embargo aún se trabaja en los valores de los pesos relativos, ya sea por variable o por cada grupo de variables propuesto, que han de asignarse. Actualmente, se conducen las mediciones en estaciones específicas y se investigan métodos alternativos para llevar a cabo los cálculos de los índices de vulnerabilidad. Por otro lado, también conviene destacar el problema de escala, pues los datos y medidas están pensados en la cobertura cartográfica de la topografía en escala semi-detallada (1:50 000 INEGI) que cubre toda la línea de costa del Golfo de México. Las mediciones realizadas en productos cartográficos por debajo de esta escala serán de mayor resolución, pero sólo están disponibles para ciertos trechos de costa.

Es importante hacer notar que con la inclusión de estas variables, sería recomendable reportar dos niveles de vulnerabilidad, uno referido a las costas interiores protegidas, sean continentales o de la barrera, y otro para las costas abiertas, para las que podría seguirse utilizando el índice convencional.

**Agradecimientos**

A José Manuel Figueroa Mah-Eng por el apoyo técnico a este trabajo.

**LITERATURA CITADA**

- Diez P. G., G M. E. Perillo, y E. S. Piccolo, 2007. Vulnerability to sea-level rise on the coast of the Buenos Aires. *Journal of Coastal Research*, 23 (1): 119-126.
- Gornitz V., 1990. Vulnerability of the East Coast, USA. to future sea level rise. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 9:201-237.
- Hernández Santana, J. R., M. A. Ortiz Pérez, A. P. Méndez Linares, y L. Gama Campillo, 2008. Reconocimiento morfodinámico de la línea de costa del estado de Tabasco, México: tendencias desde la segunda mitad del siglo XX hasta el presente. *Investigaciones Geográficas*, 65: 7-21.
- Kokot, R.R., J.O. Codignotto, y M. Elisondo, 2004. Vulnerabilidad al ascenso del nivel del mar en la costa de la provincia del río Negro. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, 59(3): 477-487.
- Ortiz Pérez, M.A., 1988. Evidencias de cambios geomorfológicos del sistema litoral mediante el análisis de imágenes aéreas. p. 43-54. Memorias: Ecología y Conservación del Delta de los Ríos Usumacinta y Grijalva. Instituto Nacional de Investigaciones sobre Recursos Bióticos. División Regional Tabasco. Gobierno del Estado de Tabasco.
- Ortiz-Pérez M. A., 1992. Retroceso reciente de la línea de costa del frente deltaico del río San Pedro, Campeche-Tabasco. *Investigaciones Geográficas*, 25:7-23.
- Ortiz, P. M. A., y G. De la Lanza, 2006. Diferenciación del espacio costero de México: un inventario regional. Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México. 138 p.
- Ortiz, P. M. A., J. R. Hernández, y J. M. Figueroa, en prensa. Tasas del avance transgresivo y regresivo en el frente deltaico tabasqueño: en el periodo comprendido de 1995-2008. p. 305-324. En. AV

Rivera-Arriaga, Azuz Adeath, Alpuche Gual y Villalobos-Zapata (eds.)

- Botello, S. Villanueva, J. Gutiérrez y J.L. Rojas Galaviz (eds.). Vulnerabilidad de las zonas costeras mexicanas ante el cambio climático. Semarnat-INE, UNAM-ICMYL. Universidad Autónoma de Campeche. 514 p.
- Thieler, E. R., y E.S. Hammer-Klose, 1999. National Assessment of Coastal Variability to Sea Level Rise. Preliminary Results for the US Atlantic Coast. Woods Hole, MA : United States Geological Survey (UGGS) Open File Report 99-593.
- Wells, J.T., y C.H. Peterson, sin fecha. Atlantic and Gulf Coastal Barriers. National Fish and Wildlife foundation 20 p. Folleto divulgativo.
- West, C.R., P.N. Psuty, y G.B. Thom, 1969. The Tabasco lowlands of southeastern Mexico. Technical Report No. 70. Coastal Studies Institute, Louisiana State University, Baton Rouge. 193 p.

## PUBLICACIONES DEL DR. MARIO ARTURO ORTIZ PÉREZ

### Artículos en revistas

- Ortiz-Pérez, M. A. (1978) Estudio Geomorfológico del Glacis de Buenavista Estado de Morelos. Boletín N°8 del Instituto de Geografía, UNAM.
- Ortiz-Pérez, M. A. (1979) Fotointerpretación Geomorfológica del Curso Bajo del Río Grande de Santiago. Nayarit. Boletín N°9 del Instituto de Geografía, UNAM.
- Lugo Hubp, José y M. A. Ortiz-Pérez. (1980) Análisis Geomorfológico-Estructural del Conjunto Montañoso de la Región de Cabo Corrientes. Jal. Boletín 1 y 2 de la Sociedad Geológica Mexicana Tomo XLI., Pp 1-13
- Lugo Hubp, J. y M. A. Ortiz-Pérez, J. L. Palacio Prieto y G. Bocco Verdinelli. (1985) Las Zonas más Activas en el Cinturón Volcánico Mexicano (entre Michoacán y Tlaxcala). Editor S.P. Verma. *Geofísica Internacional*, volumen 24 tomo I.
- Guzmán Arroyo, Manuel, S. Mañón Ontiveros y M. A. Ortiz-Pérez. (1987) Afinidad Limnológica del Sistema Lagunar Costero del Estado de Guerrero, México. Boletín N° 16 del Instituto de Geografía. UNAM.
- Ortiz-Pérez, M.A. (1987). Los Cambios de Nivel Base Como Mecanismo Morfo-genético de la Asimetría de Valles. Boletín N°17 del Instituto de Geografía. UNAM.
- Ortiz-Pérez, Mario Arturo, A. Carvajal, J. Hnytka, A. Huamantlino, V. Ibarra, y J. Mosquera. (1987). Reconocimiento Geomorfológico de la Cuenca Alta del Río Guayllabamba. *Paisajes Geográficos*. N.19. Centro Panamericano de Estudios e Investigaciones Geográficas (CEPEIGE) Quito. Ecuador.
- Ortiz-Pérez, M.A. (1988) Evidencias de Cambios Geomorfológicos del Sistema Litoral Mediante Análisis de Imágenes Aéreas. *Geografía y Desarrollo* del Colegio Mexicano de Geógrafos Posgraduados N° 2.
- Ortiz-Pérez, M.A y G. Bocco V. (1989) Análisis morfotectónico de las depresiones de Ixtlahuaca y Toluca, México. vol. 28, núm, 3 *Geofísica Internacional*. UNAM.
- Ortiz-Pérez M. A, y L. M. Espinosa-Rodríguez.(1991) Clasificación Geomorfológica de los Tipos de Costas de México. En *Geografía y Desarrollo*. Revista del Colegio de Geógrafos Posgraduados de México. Vol.2. Núm.6.
- Palacio-Prieto José Luis, J. López-Blanco y M.A. Ortiz-Pérez. (1991) Evaluación Geomorfológica Estructural a través de modelos sombreados y pares estereoscópicos generados a partir de modelos digitales del terreno. En *Investigaciones Geográficas*. Instituto de Geografía, UNAM Núm.23.
- Ortiz-Pérez M. A. y O. Oropeza-Orozco. (1992) Consideraciones críticas sobre la investigación geográfica de los desastres de origen natural. *Geografía y Desarrollo*. Revista del Colegio de Geógrafos Posgraduados. Vol. 3 Núm.7.
- Ortiz-Pérez M. A. (1992) Retroceso reciente de la línea de costa del frente deltaico del Río San Pedro, Tabasco-Campeche. *Investigaciones Geográficas*. Núm 25 Instituto de Geografía UNAM.
- J. L. Palacio P., J. López B y M.A. Ortiz. P. (1992). Zonificación de magnitudes de tormentas máximas probables (en 24 horas) para periodos de retorno de 2 a 1000 años, usando sistemas de información geográfica: El caso de la República Mexicana. *Investigaciones Geográficas*. Núm 25 Instituto de Geografía UNAM.
- M.A. Ortiz P., J.J. Zamorano O., R. Bonifaz A. (1993). *Reconocimiento morfotectónico de una falla reciente de tipo transcurrente en Colima. México*. *Geofísica Internacional* Vol. 32 Num. 4 pp 569-574.
- M.T. Ramírez, M. Summerfield y M.A.Ortiz. (1994). Tectonic geomorphology of the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt. *Zeitschrift fur Geomorphologie*. Vol 38 Núm 2 pp 151-168. Berlin.
- J.R. Hernández, M.A. Ortiz, A.R. Magaz, J.L. Diaz y J.J. Zamorano. (1994) Estilos Geotectónicos Bidimensionales y Tridimensionales Interbloques: Una nueva categoría neotectónica para determinación de morfoestructuras montañosas. En *Investigaciones Geográficas*. Num 28 pp 9-32 Instituto de Geografía UNAM.

- M.A. Ortiz. (1994). Repercusiones del ascenso del nivel del mar en costas bajas de planicies deltaicas. En *Geografía y Desarrollo* Núm 11, Vol 2. pp 69-72.
- M.A. Ortiz, J.J. Zamorano, O.Frausto y J.M. Mendoza. (1994). Evidencias de una ribera fluvial y lacustre en la cima de un pilar tectónico: Bloque Perales. México. En *Geografía y Desarrollo* Núm 11. Vol 2 pp 59-67.
- M.A. Ortiz y M.de L. Romo. (1994). Modificaciones de la trayectoria meándrica en el curso bajo del Río Grande de Santiago, Nayarit, México. En *Investigaciones geográficas* Núm 29. pp 9-23. Instituto de Geografía. UNAM.
- J.R. Hernández, A.R. Magaz, M.A. Ortiz y J.J. Zamorano. (1995) Clasificación morfoestructural (tipológica) y morfotectónica (regional).del relieve oriental cubano: Modelo insular de territorios de transición interplacas. En *Investigaciones Geográficas*. Número especial 3 pp 13-35. Instituto de Geografía. UNAM.
- J. R. Hernández, M.A. Ortiz y J.J. Zamorano. (1995). Regionalización morfoestructural de la Sierra Madre del Sur, México. En *Investigaciones Geográficas*.México.Num 31 pp 45-67 Instituto de Geografía. UNAM.
- Ortiz Mario Arturo, Méndez Ana Patricia. (1999) “Escenarios de vulnerabilidad por ascenso del nivel del mar en la costa del Golfo de México y mar Caribe”. *Investigaciones Geográficas* N. 39. Boletín del Instituto de Geografía. UNAM: México.pp 68- 81.
- Palacio, J.L., M.A. Ortiz y A. Garrido. (1999) “Cambios morfológicos costeros en Isla del Carmen, Campeche, por el paso del Huracán Roxanne”. *Investigaciones Geográficas* No. 40. Boletín del Instituto de Geografía. UNAM: México.pp 48 – 57.
- Ortiz M.A y A. Pérez. (1999). “Evidencia Documental de los Cambios de la Línea de Costa por Sedimentación Rápida en la Bahía de Matanchén, Nayarit, México”. *Investigaciones Geográficas* No. 40. Boletín del Instituto de Geografía. UNAM: México.pp 58 – 70.
- Zamorano. J.J., Ramirez. M. T., Ortiz. M. A. y Hernández. J.R. (2000) “Meseta de Boniato y Graben de Santiago de Cuba: Un enfoque geomorfológico de su Desarrollo Morfoestructural”. *Investigaciones Geográficas*. No. 41. Boletín del Instituto de Geografía. UNAM: México. Pp 26-45.
- Ortiz Mario Arturo y Méndez Ana Patricia (2000). “Componentes naturales y uso del suelo vulnerables a las variaciones del nivel del mar en la Costa Atlántica de México”. *Investigaciones Geográficas* No. 41. Boletín del Instituto de Geografía. UNAM: México.pp 46- 61.
- Mendoza. M., Ortiz. M.A. (2000). “Caracterización geomorfológica del talud y plataforma continentales de Campeche-Yucatán”. *Investigaciones Geográficas*. No. 43. Boletín del Instituto de Geografía. UNAM: México 7-31.
- Romo. L., Ortiz. M. A. 2001 Riesgo de inundación en la llanura fluvial del curso bajo del Río San Pedro, Nayarit. ”. *Investigaciones Geográficas*. Boletín del Instituto de Geografía. UNAM Núm 45, pp. 7-23 México.
- Mendoza, M., G. Bocco., M. Bravo., Ch. Siebe y M.A. Ortiz. 2002. Modelamiento hidrológico espacialmente distribuido: una revisión de sus componentes, niveles de integración e implicaciones en la estimación de procesos hidrológicos en cuencas no instrumentadas. *Investigaciones Geográficas*. Boletín del Instituto de Geografía de la UNAM. México: 36-58 pp. ISSN 0188-4611.
- Moreno C., P ; J.L. Rojas G.; D. Zárate L.; M. A. Ortiz P ; A. L. Lara D y T. Saavedra V. 2002. Diagnóstico de los manglares de Veracruz: distribución, vínculo con los recursos pesqueros y su problemática. *Madera y Bosques* Número especial : 61-88. Instituto de Ecología Xalapa. Veracruz.
- G. García. G. Palacio, P, J. L. y Ortiz. P. M. A. 2002 Reconocimiento geomorfológico e hidrográfico de la reserva de la Biosfera Calakmul, México. En *Investigaciones Geográficas* Núm 48. Boletín del Instituto de Geografía UNAM. México. Pp 7-23
- Pérez A. y Ortiz. P. M. A. 2002 Cambio en la cubierta vegetal y vulnerabilidad a la inundación en el curso bajo del río Papaloapan, Veracruz. En *Investigaciones Geográficas* Núm 48. Boletín del Instituto de Geografía. UNAM. México. Pp 90-105
- Bolongo, C .A., Torres, R V., Sorani, V., Frame, D., y Ortiz, M. A., 2005 Geomorphometric análisis for characterizing landforms in Morelos State, México. En *Geomorphology* 67, pp 407-422
- Hernández, S, J, R y Ortiz, P, M, A. 2005 Análisis morfoestructural de las cuencas hidrográficas de los ríos Sabana y Papagayo (tercio medio inferior), Estado de Guerrero, México. En *Investigaciones Geográficas*. Boletín del Instituto de Geografía.UNAM Núm. 56, 2005, pp7-25
- Palacio Prieto, J. L., M. T., Sánchez Salazar, J. R., Hernández Santana, M. A., Ortiz Pérez, O, Oropeza Orozco, A., Velásquez Montes, M. E., Hernández Cerda, M. Perevochtchikova, J. M., Casado Izquierdo, 2006. Orientación metodológica, variables e indicadores físico-geográficos en el ordenamiento territorial de México. En A. Massiris Cabeza (Ed), *Geografía y Territorio. Procesos Territoriales y Procesos Espaciales: Una Mirada desde Iberoamérica. Colección Investigaciones EPG*, 1:131-165.

- Mendez, A. P., J. R. Hernández, S. J., López-Portillo, M. A., Ortiz, P. O. Oropeza. 2007 Mangrove communities in Arroyo Seco delta fan, Jalisco, México and relation with the geomorphic and physical geographic zonation. *CATENA* Núm. 70 Pp, 127-142
- García-Aguirre, M. C., Ortiz, M. A., Zamorano, J. J., and Reyes, Y. 2007 Vegetation and land forms relationships at Ajusco Volcano, México, using a geographic information system (GIS). *Forest Ecology and Management*. Núm 239 Pp, 1-12
39. Hernández Santana, J. R., M. A., Ortiz Pérez, A. P., Méndez Linares, L., Gama Campillo, 2008. Reconocimiento morfodinámico de la línea de costa del Estado de Tabasco, México: tendencias desde la segunda mitad del siglo XX hasta el presente. *Investigaciones Geográficas*, No. 65, pp. 7-21.
- Hernández Santana, J. R., M. A. Ortiz Pérez, M., Figueroa Mah-Eng, 2009. Análisis morfoestructural del Estado de Oaxaca, México: un enfoque de clasificación tipológica del relieve. *Investigaciones Geográficas*, 68, pp. 7-24
- Luis A Bojórquez-Tapia., Gustavo M Cruz-Bello, Laura Luna, Lourdes Juárez, Mario A Ortiz-Pérez. 2009 V-DRASTIC: A Visualization Approach to Groundwater Vulnerability Mapping. En *Journal Hydrology* 38p, figs 10, tablas 7
- Ann. Cyphers, Timothy. Murtha., Joshua. Borstein., Judit. Zurita-Noguera., Roberto. Lunagómez., Stacey. Symonds., Gerardo. Jiménez, Mario Arturo. Ortiz P. y José Manuel. Figueroa. M. (2010). Arqueología digital en la primera capital Olmeca, San Lorenzo.. *Centro Studi Americanistici "Circolo Amerindiano"*, Thule Rivista italiana di studi americanistici 22-23 y 24-25 april-octubre 2007-2008 p121-144 Perugia, Italia.
- García Aguirre, María Concepción, Román Álvarez, Rodolfo Dirzo, Mario Arturo Ortiz y José Manuel Figueroa M. 2010 Delineation of biogeomorphic land units across a tropical natural and humanized terrain in Los Tuxtlas, Veracruz., México. En: *Geomorphology*, Elsevier. Vol. 121. Num. 3-4. Pp 245-256.
- Oralia Oropeza-Orozco, Irene Sommer-Cervantes, Juan Carlos-Gómez, Julio Cesar Preciado-López, Mario Arturo Ortiz-Pérez and Jorge López-Portillo. 2011. Assessment of Vulnerability and Integrated Management of Coastal Dunes in Veracruz, México in *Coastal Management* N° 39. Pp 492-514. Edited Taylor and Francis Group. ISSN 0892-0753 / 1521-0421 online
- Berenice Solís-Castillo, Elizabeth Solleiro-Rebolledo, Sergey Sedov, Rodrigo Liendo, Mario Ortiz-Pérez, and Sara López-Rivera, S. 2013 Paleoenvironment and humana occupation in Maya lowlands of the Usumacinta River, Southern México. *Geoarchaeology: An International Journal* 28 Pp 268-288
- Guadalupe de la Lanza, Mario Arturo Ortiz, José Luis Carbajal. 2013 Diferenciación hidrogeomorfológica de los ambientes costeros del Pacífico, Golfo de México y del Mar Caribe. En *Investigaciones Geográficas* Núm. 81 Pp; 33-50 UNAM.
- Berenice Solís-Castillo, Mario Arturo Ortiz Pérez Elizabeth Solleiro-Rebolledo Unidades Geomorfológicas- Ambientales de las Tierras Bajas Mayas de Tabasco-Chiapas en el Río Usumacinta: un registro de los procesos aluviales y pedológicos durante el Cuaternario. . *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Estatus aceptado en prensa

## Libros

- Mario Arturo Ortiz-Pérez y Guadalupe De La Lanza-Espino 2006. Diferenciación del espacio costero de México: Un inventario regional. *Serie Textos Universitarios*. Núm. 3, 138 p. 2006. ISBN 970-32-2976-X Instituto de Geografía .UNAM
- Blanco y Correa, M, Manuel (Coordinador)., Flores Verdugo, Francisco, Ortiz-Pérez, Mario Arturo, De La Lanza Espino, Guadalupe., López Portillo, Jorge., Valdéz Hernández, Ignacio., Agraz Hernández, Claudia., Czitrom, Steven., Rivera Arriaga, Evelia., Asunción Orozco., Jiménez Ramón, Gloria Alicia., Benítez Pardo, Daniel., Gómez Gurrola, Julio., González Díaz, Alfonso Ángel., Soria Barreto, Miriam y Otis Kruse, George. (2011) Diagnóstico Funcional de Marismas Nacionales. Universidad Autónoma de Nayarit. Comisión Nacional Forestal y Gobierno del Reino Unido, Tepic, Nayarit. 173 páginas, 84 mapas y un DVD. ISBN 978-607-7868-35-4
- Cyphers, A., T. Murtha., J. Zurita-N., G. Jiménez, Elvia Henández, Brizio, Martínez., V. Arieta., J. Borstein., R. Lunagómez., S. Symonds., M. A. Ortiz, y J. M. Figueroa (2011). Atlas digital de la zona arqueológica de San Lorenzo. Veracruz. Instituto de Antropología-UNAM. 49p. Volumen, 1.
- Ortiz-Pérez, M.A. 1990 Perfiles geomorfológicos complejos (Significado y aplicación en la interpretación morfotectónica) Serie Varia T.1 núm. 12. Instituto de Geografía, UNAM.
- Ortiz-Pérez, M. A, C. Valverde, N. Psuty y L.M. Mitre. (1991). The Impacts Of Sea-Level Rise And Economic Development On The Low-Land Of The Mexican Gulf Coast. International Sea-Level Rise Studies Project. Division of Coastal and Environmental Studies Institute of Marine and Coastal Sciences. Rutgers The State University of New Jersey, New Brunswck, New Jersey, U.S.A.

J. M. Mateo, Rodríguez y Ortiz-Pérez, M, A. (2001) La degradación de los paisajes como concepción teórico- metodológica. Nueva Época Número 1 Instituto de Geografía UNAM.

## Capítulos en libros

- Lugo-Hubp, José, M. A. Ortiz-Pérez y G. Bocco-Verdinelli. (1993) Geomorphology in Mexico. in *The Evolution of Geomorphology* Edited H.J. Walker and W.E. Grabau John Wiley.
- M.A. Ortiz P., J.J. Zamorano O., O. Frausto M., J.R. Hernández S. y J.L. Díaz D. (1997). Análisis morfoestructónico del territorio suroccidental del batolito de Colola, Michoacan. México. *Geodinámica del trópico interplacas americano. Morfoestructónica del batolito de Colola*. Instituto de Geografía. UNAM- Instituto de Geografía de la Academia de Ciencias de Cuba. Editorial Academia. La Habana. Cuba. Pp 12-22. ISBN 959-02-0104-6 (1997). (La presente publicación expone la concepción de las bases teórico-metodológicas del primer proyecto científico conjunto cubano-mexicano sobre el estudio de la morfoestructura con los mecanismos de interacción de transición marginal o interplacas en colisión de Cocos, Caribe y Americana. Así como uno de los primeros resultados del proyecto conjunto).
- Oropeza-Orozco. O., Zamorano-Orozco. J.J., y Ortiz-Pérez. M.A. 1998. *Peligros geomorfológicos en México: Remoción en masa. Los desastres en México, una perspectiva multidisciplinaria*. Publicación de la Universidad Iberoamericana. 287p ISBN 968-859-329-X  
(Es el primero y único libro que trato de manera holística el problema de los desastres en México). Edición agotada, con reimpresión en 2001
- Ortiz-Pérez M.A. y Gutiérrez-Estrada M. "*Caribbean Mexico, in the World Coastline*". edited by Eric C. Bird and Maurice I. Schwartz. Van Nostrand Reinhold. New York. 1985.
- Gutiérrez-Estrada, Mario y M.A. Ortiz-Pérez. "*Pacific México in the World Coastline*". Edited by Eric C. Bird and Maurice I. Schwartz. Van Nostrand Reinhold. New York. 1985.
- M.A. Ortiz, C. Valverde y N. Psuty. *Impacts of Sea -Level Rise and Economic Development on the Low-Lands of the Mexican Gulf Coast*. Editores: Botello, A. Rojas, J. Benítez, J.y D. Zárate. En: Golfo de México, Contaminación e Impacto Ambiental: Diagnóstico y Tendencias. EPOMEX, Serie Científica 5. Universidad Autónoma de Campeche. Pp 459-470. 1996. ISBN 968-6585-24-9  
(Este capítulo es la segunda reimpresión del artículo que apareció en forma de libro por país: International Sea-Level Rise Studies Project. Division of Coastal and Environmental Studies. Institute of Marine and Coastal Sciences. Rutgers. The State University of New Jersey. 1991).
- M.A. Ortiz y J. Benítez. *Elementos Teóricos para el Entendimiento de los Problemas de Impacto Ambiental en Planicies Deltáicas: la región de Tabasco y Campeche*. Botello, A.V., J.L. Rojas-Galaviz, J. Benítez y D. Zárate-Lomelí (Eds). En Golfo de México, Contaminación e Impacto Ambiental: Diagnóstico y Tendencias. EPOMEX, Serie Científica 5 Universidad Autónoma de Campeche. Pp 483-503. 1996. ISBN 968-6585-24-9  
(Es el primero y único libro que trate de forma integral los problemas de impacto ambiental y contaminación del Golfo de México).
- M. A. Ortiz y A. Cyphers. "*La Geomorfología y las Evidencias Arqueológicas en la Región de San Lorenzo Tenochtitlán, Veracruz*". En Población, Subsistencia y Medio Ambiente en San Lorenzo Tenochtitlán". Coordinadora Ann Cyphers. P. 31-54 Instituto de Investigaciones Antropológicas, Universidad Nacional Autónoma de México. 1997.  
(El mérito del libro es el de haber recibido la distinción con el Premio "Alfonso Caso" al otorgarle Mención Honorífica en la categoría de la mejor tesis de investigación, correspondiente al campo de la arqueología).
- Ann Cyphers and Mario Arturo Ortiz (2000). *Geomorphology and Ancient Cultural Landscapes of Southern Veracruz in Mounds, Modoc and Mesoamerica*. Illinois State Museum Scientific Papers, Volume XXVIII. pp 99-110. ISSN 0445-3395. ISBN 0-89792-161-5
- Ortiz, M. A. y A. P. Méndez. (2001) "*Repercusiones por ascenso del nivel del mar en el litoral del Golfo de México*". In *México: Una visión hacia el siglo XXI. El Cambio climático en México*. D.R. UNAM Programa Universitario del Medio Ambiente. ISBN 968-36-7562-X. Editorial Toffer S.A DE CV, México. pp. 83-102.
- Palacio J.L y M.A Ortiz 2002. *Effects of Hurricane Roxanne on Coastal Geomorphology in Southeastern Mexico*. In *Applied Geomorphology: Theory and Practice*. Edited by R.J. Allison. 429-442 pp.
- Bautista-Zuñiga F., E. Batllori-Sanpedro, M. A., Ortiz-Pérez., G. Palacio-Aponte y M. Castillo-González. 2003. *Geofomas, agua y suelo en la Península de Yucatán*. pp 21-35. En *Naturaleza y sociedad en el área maya. Pasado,*

- presente y futuro. ISBN 968-7428-19-8. Editores, Patricia, Colunga-García, Marín y Alfonso Larqué-Saavedra. Editorial Academia Mexicana de Ciencias y CICY. México. 225 p.
- Ortiz, Pérez, M. A., J. R. Hernández Santana y J.M, Figueroa, Mah-Eng. (2004) *Reconocimiento fisiográfico y geomorfológico* En: A, J García Mendoza, M.J. Ordóñez y M. Briones Salas (Eds). Biodiversidad de Oaxaca. Instituto de Biología UNAM Fondo Oaxaqueño para la conservación de la naturaleza- World Wildlife Fund, México pp 43-54.
- D, Zárate., A; Yáñez., W, Day., M, Ortiz., A, Lara., C, Ojeda., L, J, Morales y S, Guevara 2004 *Lineamientos para el programa de manejo integrado de la zona costera del Golfo de México y el Caribe*. Pp, 899- 935. En: M, Caso., I, Pisanty y E, Escurra (compiladores) Secretaría del Medio ambiente y recursos Naturales. Instituto Nacional de Ecología. Instituto de Ecología .A.C. y Harte Research Institute for Gulf of México Studies. 1108p.
- Ortiz, Pérez, M. A., Siebe, C. y Cram. S (2005) *Diferenciación ecogeográfica del Estado de Tabasco*. capítulo Cap. 14: 305-322. En Bueno, J., F, Alvarez y S. Santiago (Eds) Biodiversidad del Estado de Tabasco. 386 p. Instituto de Biología UNAM-CONABIO.
- M, A, Ortiz-Pérez y A, P, Méndez –Linares 2004 *Vulnerabilidad al ascenso del nivel del mar y sus implicaciones en las costas bajas del Golfo de México y Mar Caribe*. Pp, 307-320. En Rivera-Arriaga, E., G. J . Villalobos., I, Azuz-Adeath y F. Rosado-May (Eds) El Manejo Costero en México. Universidad Autónoma de Campeche, SEMARNAT, CETYS-Universidad. Universidad de Quintana Roo. 654p.
- F. Bautista., G, Palacio., M, A, Ortiz., E, Batllori y M, Castillo 2005 *El origen y el manejo maya de las geoformas, suelos y aguas en la Península de Yucatán*, pp 21-32. En F. Bautista y G. Palacio (Eds) Caracterización y Manejo de los suelos de la Península de Yucatán: Implicaciones Agropecuarias, Forestales y Ambientales. Universidad Autónoma de Campeche, Universidad Autónoma de Yucatán, Instituto Nacional de Ecología, 282 p.
- F, Bautista., E, Batllori., G, Palacio., M, Ortiz y M, Castillo. 2005 *Integración del conocimiento actual sobre los paisajes geomorfológicos de la Península de Yucatán*, pp 33-58. En F. Bautista y G. Palacio (Eds) Caracterización y Manejo de los suelos de la Península de Yucatán: Implicaciones Agropecuarias, Forestales y Ambientales. Universidad Autónoma de Campeche, Universidad Autónoma de Yucatán, Instituto Nacional de Ecología, 282 p.
- Mario Arturo Ortiz Pérez 2006 Características físicas de las costas: Base para su regionalización. El caso de la costa veracruzana. Un enfoque municipal Pp 81-95. (Eds), Patricia Moreno Casasola, Elisa Perzbarbosa Rojas. Ana Cecilia Travieso Bello. En Estrategia para el manejo costero integral. Instituto de Ecología. A. C. Gobierno del Estado de Veracruz Volumen I 477 p. ISBN 970-709-039-1
- Ortiz Pérez, M. A., J. M. Figueroa M., M. P. Salazar E., G. Parada C. y L. Castillo T. (2007). Unidades Ambientales. En: A. Lot (coord.) *Guía Ilustrada de la Cantera Oriente: Caracterización ambiental e inventario biológico*. Coordinación de la Investigación Científica, Secretaría Ejecutiva de la Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel de Ciudad Universitaria, UNAM. México, pp. 15-42.
- Ortiz-Pérez. M. A., J. M. Figueroa-Mah-Eng y M. P. Salazar-Enciso. (2008). Regiones y paisajes geomorfológicos del Estado de Guerrero. En: A. Sánchez C. (Coord). *Geografía y Procesos Territoriales en el Estado de Guerrero*. Editores La Universidad Autónoma de Guerrero y La Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística. pp. 17-35
- M. A. Ortiz Pérez, , J. R., Hernández Santana. J. M. Figueroa-Mah Eng y L. M. Gama-Campillo 2010 Tasas del avance transgresivo y regresivo en el frente deltaico tabasqueño: El período comprendido entre 1995-2008. Pp 305-324 En: A. V. Botello, S. Villanueva-Fragoso J. Gutiérrez y J. L. Rojas-Galaviz. *Vulnerabilidad de las zonas costeras mexicanas ante el cambio climático*, Semarnat INE,-UNAM, ICML. Universidad Autónoma. 514, p Primera edición agotada
- M. A. Ortiz Pérez, , J. R., Hernández Santana. J. M. Figueroa-Mah Eng y L. M. Gama-Campillo 2011 Tasas del avance transgresivo y regresivo en el frente deltaico tabasqueño: El período comprendido entre 1995-2008. Pp 393-412 En: A. V. Botello, S. Villanueva-Fragoso J. Gutiérrez y J. L. Rojas-Galaviz. *Vulnerabilidad de las zonas costeras mexicanas ante el cambio climático*, (segunda edición) Universidad Autónoma Metropolitana\_IZtapalapa. INE,-UNAM, ICML. Universidad Autónoma.de Campeche 754, p
- Lilia Gama, E. M. Ordóñez, C Villanueva-García, M. A. Ortiz-Pérez, H. D. López, R. C. Torres and M. E. M. Valadéz. 2010. Floods in Tabasco México: History and Perspectives. Pp, 25-33 Editors D. de Wrachien, D. Proverbs, C.A. Brebbia and S. Mambretti. Flood Recovery, Innovation and Response II. Published by WIT Press ISBN 978-1-84564-444-4, ISBN 1746-448X (print) ISBN 1743-3541 (on line)
24. Mario Arturo Ortiz Pérez, Irene Sommer Cervantes y Oralia Oropeza Orozco 2010 Criterios para estimar la vulnerabilidad física de las costas de barrera ante los impactos hidrometeorológicos. Pp101-123 En Cambio Climático en México: un Enfoque Costero-Marino. Red Mexicana para el Manejo Integrado de la Zona Costera-



- Marina. Coordinadores: Evelia Rivera Arriaga, Isaac Azuz Adeath, J. Villalobos Zapata y Leticia Alpuche (ed) EPOMEX-Universidad Autónoma de Campeche. Gobierno del Estado de Campeche. ISBN 9778-607-7887-20-1.
- Mario Arturo Ortiz Pérez, 2011 Naturaleza geológica y aspectos de morfodinámica de las costas de México. Pp 53-78 En Ambiente, biología, sociedad, manejo y legislación de sistemas costeros mexicanos. Compiladores: De la Lanza Espino Guadalupe y Hernández Pulido Salvador, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Instituto de Investigaciones sobre Recursos Naturales de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, WWF-Fundación Gonzalo Río Arronte, Plaza y Valdés, S.A.de C.V. ISBN 978-607-402-403-6.
- Mario A Ortiz Pérez, Patricia, Méndez Linares, J. R., Hernández Santana, 2013. Sea Level Rise and Vulnerability of Coastal Lowland in the Mexican Area of the Gulf of México and the Caribbean Sea (Chapter 15). In Ecosystem-Based Management in the Gulf of Mexico (eds. J. W. Day & A. Yáñez-Arancibia), volume 4, series "The Gulf of Mexico: Its Origins, Waters, Biota Human Impacts". En: Harte Research Institute for Gulf of Mexico Studies. Texas A & M University Press, U. S. A.. Pp.273-289,
- Ana Laura Lara-Domínguez, Enrique. Reyes, Mario A. Ortiz-Pérez, Patricia. Méndez-Linares, Patricia Sánchez Gil, David Zarate Lomelí, John W. Day, Alejandro Yáñez Arancibia and Eduardo Saíñz Hernández. 2013 "Ecosystem based-management of the Centla Wetlands Biosphere Reserve based on environmental units: A critical review for protecting its future". In "Ecosystem-Based Management in the Gulf of Mexico" (eds. J. W. Day & A. Yáñez-Arancibia), volume 4 series "The Gulf Of Mexico: Its Origins, Waters, Biota, Human Impacts". In: Harte Research Institute for Gulf of Mexico Studies. Texas A & M University Press, U.S.A. Pp 213-223.
- Liendo R., Solleiro-Rebolledo, E., Solís-Castillo, B., Sedov, S., Ortiz-Pérez, M.A., 2014. Prehispanic Population Dynamics in the western Maya Lowlands: Evaluating resilience and vulnerability in ancient landscape. In: A.F. Chase and V. Scarborough (Eds.) "The Resilience and Vulnerability of Ancient Landscapes: Transforming Maya Archaeology through IHOPE", accepted for publication in Archaeological. Papers of the American Anthropological Association Wiley, Backwell, Hoboken, NJ.

### Mapas originales (participación en: Atlas generales y temáticos)

- Ortiz-Pérez, Mario Arturo y L.M. Espinosa-Rodríguez. Mapa "tipos de costas" escala 1:8 000 000 para la hoja geomorfología 2 sección naturaleza del Atlas Nacional de México. 1992.
- Ortiz-Pérez, Mario Arturo O. Oropeza-Orozco, A. D Luna-Fuentes y A. G. Palacio-Aponte. Mapa de "Susceptibilidad del terreno a corrimiento de tierras" escala 1:8 000 000 y mapas de "Inundaciones y tipos de Inundación" escala 1:12 000 000 en la carta de Fenómenos Naturales que provocan desastres. Sección de Medio Ambiente del Atlas Nacional de México. 1992.
- Mota-Palomino, Reynaldo. J. J. Zamorano-Orozco, M. A. Ortiz-Pérez y O. Frausto-Martínez. Mapa de regionalización geomorfológica y sismicidad escala 1: 500 000. Mapa de aceleraciones máximas registradas el 19 de septiembre de 1985 y distribución de daños en el área metropolitana. Escala 1: 250 000. Ortiz-Pérez, Mario Arturo. J. J. Zamorano-Orozco, J. Lugo-Hubp y O. Frausto-Martínez. Mapa de susceptibilidad a corrimiento de tierras. Escala 1:500 000. Zamorano-Orozco, José Juan, M. A. Ortiz-Pérez, J. Lugo-Hubp y O. Frausto-Martínez. Susceptibilidad a Inundaciones. Escala 1: 250 000 en la carta de fenómenos naturales que provocan desastres en la Cuenca de México de la sección de Medio Ambiente del Atlas Nacional de México. 1992.
- Ortiz Pérez M. A. Dirección del levantamiento de las cartas de zonificación de peligros geológicos y geomorfológicos de México, con la participación de Zamorano. J.J., Oropeza. O. O., Mendez. L., Frausto. M. O., Gómez. Arizmendi., Figueroa. Mah-Eng., Enriquez-Guadarrama. C., y Zomera-Rodríguez.G.. Mapeo a la escala 1: 1,000,000 en diez y seis fraccionamientos para toda la superficie del territorio nacional, cubiertos digitalmente con la asistencia de un sistema de información geográfica. Realizado para el Programa de Actualización del Ordenamiento Ecológico del Territorio Nacional de la Dirección de Ordenamiento Ecológico. Convenio con el Instituto Nacional de Ecología. SEMARNAP y el Instituto de Geografía. UNAM. 1996.
- Ortiz. P. M. A. Participación en el Proyecto Las Inundaciones de Chiapas con el Levantamiento de la Geomorfología Fluvial de 26 tramos de ríos y localidades en escalas 1: 10,000 y 1: 5,000 para la identificación de sitios adecuados para la reubicación de la población y de la identificación de los daños en las riberas (erosión-acumulación) y niveles de inundación para determinar la construcción del tipo de obras estructurales-hidráulicas, como medidas de defensa, cambios de ubicación de las obras de paso. Comisión Nacional del Agua- Instituto de Geografía, UNAM (2000)

- Ortiz. P. M.A. Participación en el proyecto: Industria petrolera y cambios territoriales en el marco de la globalización económica: El caso del Istmo de Tehuantepec. Con la caracterización del relieve y la formación del Atlas Regional del Istmo de Tehuantepec con el reconocimiento de la geología, relieve y de peligros naturales. (1998-2000)
- Hernández Santana, J. R., M. A., Ortiz Pérez (2001): Morfoestructuras del Estado de Oaxaca a escala 1: 500 000. Ed. Instituto de Geografía, U. N. A. M., 1 hoja. Programa de Ordenamiento Territorial del estado
- Hernández Santana, J. R., M. A., Ortiz Pérez (2001): Morfoalineamientos del Estado de Oaxaca a escala 1: 500 000. Ed. Instituto de Geografía, U. N. A. M., 1 hoja. Programa de Ordenamiento Territorial del estado
- Ortiz Pérez, M. A., J. R., Hernández Santana, M., Figueroa Mah - Eng (2001): Fisiografía del Estado de Oaxaca a escala 1: 500 000. Ed. Instituto de Geografía, U. N. A. M., 1 hoja. Programa de Ordenamiento Territorial del estado.
- Hernández Santana, J. R., J., Lugo Hubp, M. A., Ortiz Pérez, 2007. Morfoestructuras regionales, a escala 1:8 000 000. En Nuevo Atlas Nacional de México. Instituto de Geografía, UNAM, Primera Edición, Clave del mapa NA-III-1, 3 hojas. ISBN. 978-970-32-5047-9.
- Ortiz-Pérez, M.A. 2007. Diferenciación geomorfológica de las costas de México, en cuatro cartas de escala diferente, con memoria explicativa al reverso de la cada carta. Expuesta en la sección naturaleza en el Nuevo Atlas Nacional de México, arbitrado y publicado en, En Nuevo Atlas Nacional de México. Instituto de Geografía, UNAM, Primera Edición, Clave del mapa NA III 4. ISBN. 978-970-32-5047-9.
- |  |                             |
|--|-----------------------------|
| 1) Litoral Noroccidental y Golfo de California | escala 1: 3, 200,000 aprox. |
| 2) Litoral suroccidental del Pacífico          | escala 1: 3 800,000 aprox   |
| 3) Litoral del Golfo de México y Mar Caribe    | escala 1: 3 600,000 aprox   |
| 4) Litoral Golfo de Tehuantepec y Chiapas      | escala 1: 1 190,000 aprox   |
- Ortiz M. A. y M. Hernández J. 2010. B.2. Geología. En: Atlas regional de impactos derivados de las actividades petroleras en Coahuila de Zaragoza, Veracruz. Escala 1: 200,000. INE-IG, UNAM.
- Ortiz M. A., O. Oropeza y M. Hernández J 2010. B.3. Regionalización geomorfológica. En: Atlas regional de impactos derivados de las actividades petroleras en Coahuila de Zaragoza, Veracruz. Escala 1: 200,000. INE-IG, UNAM.
- Ortiz, P. M. A. 2010 Clasificación ecogeográfica de cuencas hidrológicas: el caso de México, pp 25-28 En: Cotler H. (Coord.) Las cuencas hidrográficas de México: diagnóstico y priorización. Instituto Nacional de Ecología, Fundación Gonzalo Rio Arronte I.A.P., 232p ISBN 978-607- 7655-07-7
- Enriquez G. C., Oropeza O. O. y Ortiz Pérez M.A. 2010. Peligros geológico-geomorfológicos en cuencas hídricas, pp 38-46. En: Cotler H. (Coord.) Las cuencas hidrográficas de México: diagnóstico y priorización. Instituto Nacional de Ecología, Fundación Gonzalo Rio Arronte I.A.P., 232p. ISBN 978-607- 7655-07-7

## En línea

- Priego-Santander, A. G., G. Bocco-Verdinelli, A. Velázquez-Montes, J.L. Palacio Prieto, M.A. Ortiz, J. R. Hernández-Santana, E. Isunza-Vera, D. Geissert-Kientz, A. Granados-Oliva, M. Bollo-Manent y F. Bautista-Zúñiga, H. L., Rojas Villalobos, A. G., Palacio, C., Troche Souza. Paisajes Físico-Geográficos de México, a escala 1:500 000, 29 hojas. <http://www.ciga.unam.mx/ciga/Publicaciones/paisajes.php>
- Programa CONACYT\_ESRED Núm 56624 en “Construcción de escenarios de riesgo para la reducción de desastres”. Proyecto piloto en la Sierra Madre y Planicie Costera del Estado de Chiapas. Participación en el grupo de amenazas por inundación. Atlas de factores de riesgos de la cuenca de Motozintla. Chiapas.
- Jóse Manuel Figueroa MahEng, Mario Arturo Ortiz Pérez, Oralia Oropeza Orozco. En prensa, Mapa y texto 1.8 Geología (Compilación) Escala 1: 120 000
- Jóse Manuel Figueroa MahEng, Oralia Oropeza Orozco, Mario Arturo Ortiz Pérez,. En prensa, Mapa y texto 1.9 Hipsometría Escala 1: 50 000
- Oralia Oropeza Orozco, Jóse Manuel Figueroa MahEng, Mario Arturo Ortiz Pérez,. En prensa, Mapa y texto 1.10 Pendiente del terreno 1: 50 000
- Jóse Manuel Figueroa MahEng, Mario Arturo Ortiz Pérez, Oralia Oropeza Orozco. En prensa, Mapa y texto III.1 Red fluvial y subcuencas hidrográficas. Escala 1: 50 000
- Mario Arturo Ortiz Pérez, Oralia Oropeza Orozco, Jóse Manuel Figueroa MahEng. En prensa, Mapa y texto III.2 Morfología de laderas. Escala 1:50 000

J.M. Casado., G.Galguera, R. Garnica. J.I.Lugo, J.M. Figueroa. M.A.Ortiz, A.Peralta, J.A.Quintero, M.A. Ramirez. A.R.Rosales, N. Ruiz, C Santos. "Atlas de Peligros Naturales o Riesgos de la Delegación". Tlalpan, Distrito Federal 2011. Num de Obra 109012PP042061. Num de expediente PP11/09012/AE/1/011. Programa: Prevención de riesgos. SEDESOL. Escala de trabajo cartográfico 1: 20 000 y de presentación del Atlas reducción 1. 50 000 Convenio con el Instituto de Geografía UNAM Diciembre 2011.

22. Mapa y texto con la clave 09012\_Degradación de suelos
23. Mapa y texto con la clave 09012\_Densidad de la disección
24. Mapa y texto con la clave 09012\_Edafología
25. Mapa y texto con la clave 09012\_Fragilidad del terreno
26. Mapa y texto con la clave 09012\_Fragilidad litológica y de formaciones superficiales
27. Mapa y texto con a clave 09012\_Fragilidad morfoodinámica
28. Mapa y texto con la clave 09012\_Geología
29. Mapa y texto con la clave 09012\_Microcuencas
30. Mapa y texto con la clave 09012\_Precipitación máxima\_24 hrs
31. Mapa y texto con la clave 09012\_Precipitación media anual
32. Mapa y texto con la clave 09012\_Profundidad de la disección
33. Mapa y texto con la clave 09012\_Temperatura máxima
34. Mapa y texto con la clave 09012\_Uso del suelo y vegetación
35. Mapa y texto con la clave 09012\_Climas

La región del volcán Chichón, Chiapas: un espacio potencial para la protección, la conservación y el desarrollo sustentable" en: Irasema Alcántara Ayala, Ricardo J. Garnica Peña, Atlántida Coll-Hurtado. Silvia G. Ramos Hernández (Coordinadores) (2013). ". Instituto de Geografía, UNAM. México, D. F. ISBN: 978-607-02-4665-4. 164 p. Proyecto PAPIIT (Clave: IN307410-3) Mapas y textos dictaminados con arbitraje externo,

- 1.-José Manuel Figueroa MahEng, Mario Arturo Ortiz Pérez 1.5 Geología mapa y texto Pp17-19
- 2.-José Manuel Figueroa MahEng, Mario Arturo Ortiz Pérez 1.7 Geología (compilación de INEGI-COREMI) mapa y texto, Pp23-25
- 3.-José Manuel Figueroa MahEng, Mario Arturo Ortiz Pérez 1.8 Geología del Cráter mapa y texto, Pp26-27
- 4.-José Manuel Figueroa MahEng, Mario Arturo Ortiz Pérez 1.9 Tectónica mapa y texto Pp28-31

*Mario Arturo Ortiz Pérez. Contribuciones geográficas* se terminó de imprimir en los talleres de Grupo Infagón, S.A. de C.V., Alcaicería, núm. 8, col. Zona Norte Central de Abastos, del. Iztapalapa. El tiraje consta de 50 ejemplares sobre papel cultural de 90 gramos para interiores y couché de 250 gramos para los forros. Para la formación de galeras se usó la fuente tipográfica Adobe Garamond Pro, en 9.5/10, 10/12, 11.2/12.7 y 16/19 puntos. Edición realizada a cargo de la Sección Editorial del Instituto de Geografía de la Universidad Nacional Autónoma de México. Diseño, formación de galeras y cuidado de la impresión: Laura Diana López Ascencio. Foto de portada: Silke Kram.