



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

12

ZET

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

COLEGIO DE GEOGRAFÍA

"ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO DEL SECTOR
ORIENTAL DEL CURSO BAJO DEL RÍO BALSAS,
MICHOACÁN, MÉXICO"

T E S I S

PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

P R E S E N T A :

OSCAR FRAUSTO MARTINEZ



FALLA DE ORIGEN

CD. UNIVERSITARIA,

1995

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Este trabajo es dedicado a mis mejores amigos:

Carlos y Alicia.

Mis hermanos

*Escalo estas cuestas como filósofo y estoy muy cansado de ser tan poco razonable,
me creía tan cerca de alcanzar algo tan puro,
y nunca he estado tan cerca de nada.*

*Los arroyos que descienden tienen el resplandor de las cosas que son bellas,
el agua corre en libertad, no le importan las rocas, las hojas, el dique;
la hierba se muere bajo la sinfonía del viento. Es todo.
Daría mi alma y sangre de introspección a la primera que llegara.*

INDICE

-INTRODUCCION	1
-ANTECEDENTES	3
Planteamiento del problema	6
Objetivo	6
Hipótesis	6
Metodología	6
I CARACTERISTICAS FISICO-GEOGRAFICAS	
1.1 Localización	9
1.2 Aspectos físico-geográficos	9
II GEOLOGIA	
2.1 Estudios antecedentes	12
2.2 Sierra Madre del Sur: Terreno Guerrero	12
Subunidades del Terreno Guerrero	14
2.3 Estratigrafía	16
2.4 Magmatismo (características petrológicas de los cuerpos intrusivos)	18
2.5 Historia geológica	20
2.6 Conclusiones	22
III TECTONICA	
3.1 Evolución tectónica a partir del Triásico	24
3.2 Evolución tectónica en los últimos 6 Ma	25
3.3 Conclusiones	30
IV SISMICIDAD	
4.1 Sismicidad regional	32
4.2 Criterios para la caracterización sísmica	33
4.3 Características sísmicas de los Macrobloques del suroccidente de México	39
4.4 Sismicidad en el curso bajo del río Balsas	43
4.5 Conclusión	45
V GEOMORFOLOGIA	
5.1 Criterios para la evaluación morfogenética	46
5.2 Mapa Altimétrico	46
5.2.1 Caracterización	49
5.3 Superficies de nivelación	52
5.3.1 Caracterización	53
5.4 Densidad de la disección	56
5.4.1 Caracterización	58
5.5 Profundidad de la disección	60
5.5.1 Caracterización	61

5.6 Estudio de la clasificación de ordenes fluviales	63
5.6.1 Caracterización	64
5.7 Alineamientos del relieve	71
5.7.1 Mapa de alineamientos	71
5.8 Estudio de secciones geomorfológicas (perfiles)	80
5.8.1 Criterios para la traza de las secciones geomorfológicas	80
5.8.2 Caracterización	82
5.9 Carta morfogenética	89
5.10 Caracterización morfogenética del relieve del curso bajo del río Balsas	93
VI BLOQUES TECTONICOS	
6.1 Diferenciación de las estructuras en bloque	110
6.2 Caracterización de las estructuras en bloque	114
6.2.1 Altura absoluta	116
Contraste altitudinal	118
6.2.2 Altura relativa del bloque	120
6.2.3 Area de los bloques	123
6.2.4 Longitud del eje menor	126
6.3 Relación entre la altura relativa y longitud del eje menor	129
Clasificación de la estabilidad relativa de los bloques	132
6.4 Relación entre la longitus del eje menor y eje mayor	137
Tipo de bloque (forma)	137
6.5 Relación entre la altura relativa y área	140
6.6 Coeficiente de forma	143
tipo de forma (coeficiente)	143
6.7 Conclusiones	146
- DISCUSION DE RESULTADOS	148
- BIBLIOGRAFIA	152
- ANEXO (análisis de regresión simple entre la longitud del eje menor y la altura relativa)	159
- ANEXO II (matriz de correlación entre los parámetros del análisis de bloques)	162

AGRADECIMIENTOS.

Deseo manifestar mi agradecimiento a todas aquellas personas que fueron participes en el desarrollo de éste trabajo.

Al Dr. Mario Arturo Ortiz por ser el asesor de la presente y por permitir que por cinco años sea parte de su equipo de investigación.

Al Dr. José Juan Zamorano O. cuyo interes para con mi persona hizo posible mi formación académica, asimismo por sus esenciales comentarios para el desarrollo de la tesis.

A los sinodales, Dr. José Lugo Hubp, Dr. Jorge López Blanco y Lic. María Teresa Arizaga por sus valiosos comentarios y por su apoyo durante mi estancia en el Instituto de Geografía.

A los profesores Dr. Alvaro Sánchez , Dr. Felipe García O., Dr. José Ramón Hernández Santana, Mtro. Gilberto Silva Romo, Lic. Maribel Vázquez y Lic. Miguel Escalona, quienes me formaron dentro del Colegio de Geografía.

A los compañeros Alberto Gómez, Alejandra Toscana, Gabriel Origel, Oscar Salas, Miguel A. Guillén, Rodrigo Huitrón, Marialuisa Vázquez y Lic. Jorge González por su apoyo en el trabajo de gabinete, así como a mis compañeros de generación.

A Steffen Giese y Noelia Espindola por su interes para con mi persona.

Finalmente a CONACYT-UNAM, por permitirme participar en el proyecto bilateral México-Cuba "Génesis, evolución y dinámica en regiones geográficas de alta energía: El trópico interplacas americano".

ÍNDICE DE FIGURAS

1. Localización del área de estudio.
2. Distribución de regiones naturales del curso bajo del río Balsas, sector oriental:
1. Costa grande, 2. Sierra occidental, 3. Depresión del Balsas.
3. Distribución de los terrenos tectono-estratigráficos de México: 1. área de estudio, 2. terreno Guerrero, 3. Sistema Volcánico Transmexicano, 4. terreno Mixteco, 5. terreno Xolapa, 6. zonas de subducción, 7. zonas de acreción oceánica mostrando la dirección de desplazamiento relativo.
4. Distribución de las subunidades del terreno Guerrero en el curso bajo del río Balsas, sector oriental: 1. Toluolapan-Ixtapan, 2. Huetamo y 3. Zihuatanejo. 4. Depósitos Cuaternarios. A, B, C y D muestran los sitios representativos del diseño de las columnas estratigráficas.
5. Mapa geológico compilado de: Cartas geológicas a escala 1:250 000 de INEGI, Campa F. y Coney P. Op. Cit., Ortiz P. Op. Cit., Hernández y Frausto, Op. Cit.
6. Columnas estratigráficas del Terreno Guerrero: 1. Zihuatanejo, 2. Huetamo, 3. Toluolapan-Ixtapan (compiladas de Campa F. y Coney F. 1982, y Centeno E. et al. 1993), 4. Curso bajo del río Balsas.
7. Distribución de los sitios-muestra para las dataciones geocronológicas.
8. Mapa tectónico regional del suroeste de México.
9. Modelo de evolución tectónica en el suroeste de México hace 9 Ma (tomado de Bandy L. 1992).
10. Modelo de evolución tectónica en el suroeste de México entre 6 Ma y 3 Ma (Bandy, Op. Cit.).
11. Modelo de evolución tectónica en el suroeste de México entre 3 Ma y 0.9 Ma (Bandy, Op. Cit.).
12. Modelo de evolución tectónica del suroeste de México entre 0.9 Ma y 0.1 Ma (tomado de Johnson C. et al. 1990 y Bandy, Op. Cit.).
13. Modelo de evolución tectónica del suroeste de México, presente.
14. Esquema que ilustra el arreglo geométrico-morfoestructural de la triple unión (rift-rift-rift), Tepalcatepec-Río Balsas-Presa Infiernillo.
15. Distribución de los principales rasgos tectónicos del relieve oceánico y terrestre del suroeste de México.
16. Localización de los epicentros generados en el suroeste de México, datos de Figueroa S. 1971 y BSN 1980-1990.
17. Esquema que muestra la dirección de desplazamiento relativo de las principales morfoestructuras en el suroeste de México (tomado de Johnson C. Op Cit.).

18. Tipos de mecanismos sismofocales.
19. Solución de mecanismos sismofocales del suroeste de México (tomado de Bandy Op Cit.).
20. Esquema de latitudes y longitudes del polo Euler, construido en la intersección de las placas Rivera, Cocos Norte, Pacífico y los bloques Jalisco y Michoacán. Asimismo, se determina la velocidad y dirección de desplazamiento (tomado de Bandy, Op. Cit.).
21. Mapa regional sísmico-tectónico de la placa Rivera, Los mecanismos sismofocales se compilaron de Bandy Op cit.
22. Mapa regional sísmico-tectónico del bloque Jalisco. Los mecanismos sismofocales se compilaron de Bandy Op. Cit.
23. Mapa regional sísmico-tectónico del bloque Michoacán. La solución de mecanismos sismofocales se obtuvieron de Bandy Op. Cit.
24. Mapa regional sísmico-tectónico del bloque Guerrero. La solución de mecanismos sismofocales se obtuvieron de Bandy Op. Cit.
25. Ubicación de epicentros en el curso bajo del río Balsas, sector oriental. Los epicentros se compilaron de Figueroa OP. Cit. y del Boletín Sismológico Nacional, 1980-1990.
26. histogramas de frecuencia con rangos altitudinales de: a) 5, b) 8, c)10, d) 18 y e)15.
27. Mapa altimétrico.
28. Mapa de superficies de nivelación.
29. Mapa de densidad de la disección.
30. Mapa de Profundidad de la disección.
31. Mapa de jerarquía fluvial.
32. Sistema anular de fracturas.
33. Mapa de clasificación de morfoalineamientos del relieve con base en su expresión geomorfológica.
34. Modelo general de fracturamiento distensivo en cuerpos en colisión, según Wice, et al. 1985.
35. Sistema de fracturamiento distensivo en el sector oriental del curso bajo del río Balsas.
36. Modelo de fracturas y fallas compresivas según Wice, et al. 1985.
37. Sistema de fracturamiento compresivo en el oriente del curso bajo del río Balsas.

38. Modelos del desarrollo de fracturas y estructuras asociadas a fallas transcurrentes diestras.
39. Fracturamiento transcurrente diestro en el sector oriental del curso bajo del río Balsas.
40. Trayectoria de los perfiles geomorfológicos A-A', B-B', C-C', D-D' y E-E'.
41. Perfiles longitudinales A-A' y B-B'
42. Perfiles transversales C-C', D-D' y E-E'
43. Mapa morfogenético del sector oriental del curso bajo del río Balsas.
44. Esquema transversales de la estructura interna del relieve: Montañas bajas, masivas sobre basamento intrusivo plegado.
45. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Montañas bajas, basculadas (monoclinal), en bloques escalonadas.
46. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Montañas pequeñas, de bloques en plegamiento, escalonadas.
47. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Montañas pequeñas, de bloques en plegamientos.
48. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Premontañas, masivas en basamento intrusivo.
49. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Premontañas, masivas moderadamente disecadas.
50. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Elevaciones bajas, masivas.
51. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Elevaciones bajas, de bloque en plegamientos densamente disecadas.
52. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Elevaciones bajas, de bloques en basamento intrusivo y plegado.
53. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Meseta simétrica de horst y graben, masivas.
54. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: elevaciones bajas, de bloques, basculadas densamente disecadas.
55. Secciones geomorfológicas de la zona de cañones de Petacalco.
56. Diferenciación morfotectónica de las estructuras en bloque del curso bajo del río Balsas.
57. Modelo de bloque y sus parámetros morfométricos.

- 58. Distribución de las unidades en bloque con base en su altura absoluta.**
- 59. Contraste altitudinal de los límites de las estructuras en bloque.**
- 60. Distribución de las estructuras en bloque según su altura relativa.**
- 61. Distribución de las estructuras en bloque según su área.**
- 62. Distribución de las estructuras en bloque según la longitud del eje menor.**
- 63. Distribución de las estructuras en bloque según el índice de relación de la altura relativa entre la longitud del eje menor.**
- 64. Distribución de las estructuras en bloque según su categoría de estabilidad relativa.**
- 65. Distribución del orden de contrastividad de las fronteras de los bloques.**
- 66. Distribución de las estructuras en bloque según el índice de relación de la longitud del eje menor sobre la longitud del eje mayor, tipo de forma.**
- 67. Distribución de las estructuras en bloque según la relación altura relativa sobre área.**
- 68. Distribución de las estructuras en bloque según el coeficiente de forma.**

CUADROS

- 1. Muestras de datación de cuerpos intrusivos.**
- 2. Diagrama de la historia geológica del curso bajo del río Balsas.**
- 3. Intervalos de frecuencia en rangos altitudinales.**
- 4. Muestra de longitud de corrientes para distintas unidades de superficie.**
- 5. Valores de densidad de la disección en kilómetros.**
- 6. Valores de profundidad de la disección en metros.**
- 7. Orden de fluvios según su jerarquía.**
- 8. Densidad y profundidad de la disección de las regiones morfogenéticas del curso bajo del río Balsas.**
- 9. Base de datos de las unidades en bloque.**

GRÁFICAS

- 1. Diagrama Rb/Sr confrontado con Y-Nb, partes por millón (ppm), entre muestras de diferentes cuerpos intrusivos (tomado de Pearse L. et al. 1984).**
- 2. Histograma de frecuencia de sismos y magnitud en grados Richter (datos tomados de Figueroa S. 1971 y el Boletín Sismológico Nacional 1980-1990).**
- 3. Histograma de frecuencia de altitud, representativo del curso bajo del río Balsas.**
- 4. Distribución en orden ascendente de la sumatoria de alturas absolutas en el curso bajo del río Balsas, sector oriental. Número de muestras 731.**
- 5. Relación entre los valores AN (diferencia entre la longitud máxima y mínima registrada por cada unidad de superficie) y AP (diferencia de la relación de longitud máxima de ríos sobre el área de muestra y longitud mínima de ríos, por cada unidad de superficie), para determinar el área de superficie-muestra para el diseño de los mapas de densidad y profundidad de la disección.**
- 6. Representación semilogarítmica de la jerarquía fluvial de los ríos Quelete, Petacalco, Terraza y Porota.**
- 7. Representación semilogarítmica de la jerarquía fluvial de los ríos Canoa y Chantecuan.**
- 8. Representación semilogarítmica de jerarquía fluvial de los ríos La Unión, Feliciano, La Angostura y Sorcua.**

9. **Histograma de frecuencia de la altura absoluta de las unidades en bloque del curso bajo del río Balsas.**
10. **Histograma de frecuencia de la altura absoluta de los bloques del curso bajo del río Balsas.**
11. **Histograma de frecuencia de el área de las estructuras en bloque del curso bajo del río Balsas.**
12. **Histograma de frecuencia de la longitud del eje menor de las estructuras en bloque en el curso bajo del río Balsas.**
13. **Histograma de frecuencia del índice de relación de la altura relativa entre el eje menor de las estructuras en bloque del curso bajo del río Balsas.**
14. **Regresión lineal simple de la longitud del eje menor de la estructura confrontado con la altura relativa del bloque, y modelo gráfico de las categorías de posición relativa de los bloques.**
15. **Histograma de frecuencia del índice del tipo de forma en planta de las estructuras en bloque del curso bajo del río Balsas.**
16. **Histograma de frecuencia del índice de relación entre la altura relativa y el área de las estructuras en bloque del curso bajo del río Balsas.**
17. **Histograma de frecuencias del coeficiente de forma de las estructuras en bloque del curso bajo del río Balsas.**

ANEXOS

- I. **Correlación lineal simple entre la longitud del eje menor y la altura relativa.**
- II. **Matriz de los parámetros morfométricos de los bloques**

INTRODUCCIÓN.

Las particularidades geodinámicas del desarrollo del relieve del curso bajo del río Balsas, en su sector oriental, están determinadas por su ubicación en la zona de interacción del macrobloque Guerrero - Michoacán y la Trinchera Mesoamericana.

Esta zona de interacción de placas se caracteriza por ser un territorio sensible a las manifestaciones endógenas que se vinculan con el desarrollo de fenómenos de riesgo geomorfológico (regiones generadoras de sismos, íntimamente vinculadas con la inestabilidad de laderas: derrumbes, deslizamientos y flujos de tierra y rocas).

Así, bajo métodos propios del análisis morfotectónico, se aportan elementos y evidencias que determinan el complejo de formas estructurales (bloques), cuya génesis se relaciona con los sistemas plicativos y disyuntivos tectónicos, los cuales diferencian el complejo de formas estructurales mediante sus características sísmicas y tectónicas, heterogeneidad morfométrica y arreglo espacial.

Por lo que, mediante el análisis morfotectónico, se pretende aportar un esquema morfoestructural encaminado a presentar un diagnóstico del terreno en función de la energía potencial del relieve (gravitacional), por su disposición y energía liberada (fallas y sismos) para definir la peligrosidad del terreno (hundimientos, levantamientos, acumulación rápida en áreas de subsidencia y nudos estructurales), que en un momento dado puede ser de utilidad para realizar una cartografía de riesgos naturales.

El presente estudio se enmarca dentro del programa de investigación bilateral México (Instituto de Geografía, U.N.A.M.) - Cuba (Academia de Ciencias): "Génesis, evolución y dinámica en regiones geográficas de alta energía: El trópico interplacas americano; programa que se realiza con el apoyo de Conacyt. La región de estudio queda comprendida en el cuadrante sur occidental de la placa continental Norteamérica en la interacción con la placa de Cocos (mecanismo subductivo). Diferenciado el plano morfotectónico de esta zona de interacción (Sierra Madre del Sur), corresponde ahora definir aquellas regiones de inestabilidad tectónica y contraste geomorfológico, con frecuentes liberaciones de energía, siendo el curso bajo del río Balsas y su entorno una de éstas regiones.

Para la mejor comprensión, el presente estudio se inicia con los antecedentes teórico y conceptuales del análisis morfotectónico, así como una breve síntesis de los antecedentes previos del área de estudio, continuando con la descripción del planteamiento del problema, objetivos e hipótesis de investigación.

El primer capítulo describe la localización y características físico-geográficas del curso bajo del río Balsas, sector oriental: Costa Grande, Sierra Occidental y Depresión del Balsas.

El capítulo dos, muestra el marco de referencia que tuvo el estudio morfotectónico, ya que la geología es una parte fundamental en el análisis morfoestructural, en donde la información sirvió de base para asignar la edad y cronología de las estructuras, para llevar a cabo la correlación de eventos con las formas del relieve.

Los capítulos tres y cuatro describen las características tectónicas y sísmicas respectivamente, en aquél, las etapas de deformación, las estructuras regionales, locales y su dinámica son descritas; en éste, con base en la densidad sísmica, magnitud, profundidad, solución de mecanismos sismo focales y solución del polo Euler, permitieron vincular la actividad telúrica con el mosaico morfoestructural identificado, destacando las zonas generadoras de sismos regionales y locales; por lo que, estos dos estudios permitieron hacer más depuradas las conclusiones referentes a los modelos geológicos y tectónicos asociados a los procesos de subducción, de convergencia y divergencia entre placas y bloques.

El capítulo cinco se constituye del análisis geomorfológico, donde se manifiestan las bases de la clasificación del relieve del curso bajo del río Balsas, en su sector oriental, además se presenta un estudio morfológico que constituye del análisis altimétrico, superficies de nivelación, densidad y profundidad de la disección, jerarquización de la red fluvial y secciones geomorfológicas. Con base en este estudio se construye la carta morfogenética, que por si sola puede considerarse la conclusión del capítulo. Cabe destacar que dicha carta toma como fundamento los criterios de clasificación del relieve propuesto por I. Guerasimov (Hernández, J. R. *et al.* 1993).

Finalmente, el capítulo seis, presenta un estudio del relieve en función de las estructuras en bloque, el cual permitió detectar el plano morfoestructural activo durante la etapa neotectónica, destacando la expresión geomorfológica de las diferentes deformaciones plicativas y disyuntivas de la corteza terrestre, con la cual se establece la relación entre la estructura geológica y la dinámica tectónica, en que se definieron los principales ejes y focos de liberación de alta energía.

Las estructuras en bloque se analizan en función de los siguientes parámetros: altura absoluta, altura relativa, longitud del eje menor y área. Se obtuvieron relaciones entre la altura relativa y la longitud del eje menor, entre la longitud del eje menor y mayor para determinar el tipo de forma del bloque, entre la altura relativa y el área de la estructura, finalmente se analizó el coeficiente de forma. Cabe destacar que el estudio del relieve en bloques parte de un estudio geomorfológico previo. Después se presentan los aportes y conclusiones generales del trabajo de tesis.

ANTECEDENTES.

El estudio del relieve por medio de métodos geomorfológicos y morfotectónicos ha presentado un avance novedoso en los últimos años. Dichos estudios han tenido por objeto caracterizar el relieve en función de diferentes niveles jerárquicos de clasificación propuestos por Guerasimov I. (Hernández J. R., *et al.* 1993).

Con base en la clasificación geomorfológica de Guerasimov I. el relieve terrestre es posible dividirlo en tres grupos genéticos principales y bien diferenciados: geotecturas, morfoestructuras y morfoesculturas (Díaz D. J., *et al.* 1986).

Las geotecturas son formas del relieve terrestre, cuya formación está relacionada con la manifestación de los procesos endógenos en escala planetaria. Las morfoestructuras reflejan la estructura geológica, en donde se determina el orden subordinado de las morfoestructuras, las particularidades de su evolución y tiene un origen endógeno. En contrapartida, las morfoesculturas son, las formas del relieve terrestre producto de la dinámica de los procesos exógenos y presenta niveles subordinados de clasificación (Díaz D., *et al.* *Ibid.*).

Las investigaciones de tipo morfotectónico han tenido poca difusión en el territorio nacional debido al desconocimiento que existe sobre las perspectivas y aplicaciones de los métodos morfoestructurales. Al respecto, Díaz Díaz J. *et al.* (1986), Hernández Santana J. (1989) y Ramírez M. T. (1990), analizan el fundamento teórico que se resume en los siguientes puntos:

- El análisis morfoestructural debe de cumplir como principio básico "...establecer la relación del relieve con la estructura geológica...", es decir, no debe de limitarse al estudio de uno de los dos componentes, aun cuando al inicio de la investigación sea necesario considerarse por separado. Este es un principio obligatorio para todas las categorías del relieve (montañas, alturas y llanuras).

- Las correlaciones históricas entre el relieve terrestre y la estructura de la corteza terrestre, se logra mediante el análisis morfoestructural. Por medio del mismo, se aclara el papel que juega la tectónica en el desarrollo del relieve, se establecen sus formas de manifestación sobre la flexibilidad de la superficie terrestre y se muestran los elementos tectónicos del relieve.

- Debe considerarse que el relieve actual incluye elementos tectónicos que se originaron en diferentes etapas de la evolución tectónica y por lo cual, se debe de hacer un análisis a profundidad de ciertos elementos tectónicos heredados, por lo que, para este análisis es necesario tener ciertas premisas:

1. La herencia de la estructura geológica se presenta en condiciones de una amplia diversidad de correlaciones entre las formas y tipos de movimientos tectónicos.
2. El grado de herencia de la estructura depende de las dimensiones de la morfoestructura (entre mayor sea la morfoestructura, serán más estables sus límites en el tiempo).
3. La edad de las fases de edad tectónica no influye considerablemente en el grado de la herencia de las morfoestructuras.

Los métodos de análisis morfoestructural han dado la posibilidad de establecer una correlación estrecha del relieve terrestre con su estructura geológica, obteniendo un significativo papel en la solución de tareas estructurales referentes a las regiones orogénicas formadas y activadas en diferentes épocas tectónicas, permitiendo definir nuevos tipos de estructuras y establecer los factores que controlan la distribución de las regiones corticales activas.

Así, se parte de la premisa de que en la actividad orogénica, las deformaciones plicativas y disyuntivas tienen lugar mediante movimientos que dependen de la velocidad y dirección, originando desplazamientos verticales y horizontales, a través de zonas de fallas activas o antiguas revitalizadas, delineando los contornos de articulación de las distintas unidades en bloques, que constituyen límites morfoestructurales reflejados en el relieve (Hernández Santana J., *et al.* 1991).

Sobre esta línea de investigación, el relieve es evaluado por la magnitud de sus desplazamientos (verticales y horizontales) y deformaciones (compresivas y disyuntivas) desde el punto de vista morfotectónico de bloques.

El método morfométrico se aplica para la evaluación antes descrita, con base en la propuesta de Y. Simonov (1972) y V. Orlova (1981). Partiendo de las particularidades del relieve (altitud de las cimas, diámetro y base de las estructuras, desniveles topográficos, altitudes máximas y mínimas, entre otras), buscando relaciones de afinidad a través de un análisis de regresión. Se identifican de esta manera, anomalías de contacto entre bloques mediante el conocimiento de la disposición de límites tectónicos y articulación entre los mismos (Ortiz Pérez M., *et al.* 1992).

La aplicación de dicho método, en el territorio ex-Soviético, ha sido relevante para resolver tareas morfotectónicas. La veracidad de la metodología ha sido corroborada en México de manera satisfactoria en la cuenca de México, (Zamorano O. 1990) para un estudio del relieve en bloques encaminado a la evaluación del territorio. En Colola, Michoacán (Ortiz P. *et al.* 1992) caracterizan y definen las principales estructuras en bloque en función de sus desplazamientos verticales, y el complejo volcánico de Temascalcingo (Ortiz P. *et al.* 1993), es evaluado en función de los desplazamientos tectónicos verticales y horizontales.

Los estudios morfotectónicos están encaminados a presentar un diagnóstico del terreno en función de una zonificación de energía potencial del relieve (gravitacional), por su disposición y energía liberada (fallas y sismos) para definir la peligrosidad del terreno (hundimientos, levantamientos, acumulación rápida en áreas de subsidencia y nudos estructurales), que en un momento pueden ser útiles para definir una cartografía de riesgos geomorfológicos.

Los estudios antecedentes se agrupan en:

a) Geológicos, tratan sobre las características petrológicas, fechamiento y ambiente, resaltando los aspectos litológicos, estructuras primarias y secundarias de las unidades geológicas: Mooser F. (1972), Demant A. (1976), Menard H. W. (1976), Damon P. (1981), Campa F. y Coney P. (1983), Urrutia F. J. (1986), Bohnel H. y Negendank J. (1988), Bohnel H., et al. (1989), Lonsdale P. (1989).

b) Tectónica, donde se describen y definen las principales unidades morfotectónicas en función de los movimientos compresivos y distensivos, como su evolución: Gastil R. y Jensky W. (1973), Minster J. (1976), Beck M. (1983), Stein S. y Geordon G. (1984), Hasenaka T., et al. (1985), Luhr J., et al. (1985), Urrutia F. y Bohnel H. (1986), Johnson C. A. y Harrison C. (1989), Mammerickx J. y Carmichael I. (1989), Spencer J. y Normark W. (1989), DeMets C. y Stein S. (1990), Johnson C. y Harrison C. (1990), Beck M. (1991), Bandy L. (1992), y Bazan S. (1993).

c) Subducción, las características geométricas, la relación con el vulcanismo y las estructuras asociadas a la deformación se describen en los siguientes artículos: Stoiber R. y Carr M. (1973), Hanus V., et al. (1977), Demant A. (1978), Beck M. (1983), Demant A. (1984), Michaud F., et al. (1990), Beck M. (1991), Pardo M. y Suarez G. (1993), Torres V. y Suarez G. (1993).

d) Sismicidad. Estudios que denotan las características sísmicas, sistemas de esfuerzos con base en el análisis de mecanismos sismo focales y movimiento relativo de las estructuras mayores del planeta y su relación con la tectónica: Figueroa A. (1973), Stoiber R. Y Carr M. (1973), Dean B. y Drake D. (1978), Nixon G. (1982), Burbach G. et al. (1984), y Bevis M. e Isacks B. (1984).

e) Relieve. El enfoque morfométrico, génesis y su relación con la tectónica, son los enfoque primordiales de los siguientes estudios: Larson R. et al. (1968), Larson R. (1972), Hey R. (1977), Nixon G. (1982), Hasenaka T., et al. (1985), Luhr R., et al. (1985), Lonsdale P. (1986), Gallo D., et al. (1986), Connor C. (1986), Delgado G. (1986), Allan J., et al. (1987), Fomari D., et al. (1989), Johnson C. Harrison C. (1990), Espinoza, R. et al. (1990).

η) Teórico- Metodológico. Cuyos estudios se basan en la teoría general de bloques e interpretación de los mismos: Ortiz Pérez M. y Bocco V. (1989), Zamorano O. (1990), Zamorano O., et al. (1992), Ramírez H. M. et al. (1993), Ortiz Pérez M., et al. (1993).

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El desarrollo del relieve del curso bajo del río Balsas esta determinado por su ubicación tectónica regional (zona de interacción del Macrobloque de Michoacán, de Guerrero y la Trinchera Mesoamericana). Dichas particularidades propician fenómenos naturales de alta energía, endógena-exógena, que provocan desastres (zonas sismo generadoras que se vinculan con derrumbes, deslizamientos y flujos de tierra y rocas).

OBJETIVO

Aportar un esquema morfotectónico encaminado a presentar un diagnóstico del terreno en función de la energía potencial del relieve (gravitacional), por su disposición y energía liberada (fallas y sismos) definiendo regiones de hundimiento, levantamiento, acumulación rápida en áreas de subsidencia y nudos estructurales.

HIPÓTESIS

El curso bajo del río Balsas es resultado de la interacción de procesos endógenos y exógenos, límite tectónico que refleja el complejo de formas estructurales (bloques), que están diferenciados por el contraste de su disposición y naturaleza geológica, y que se determina por la expresión en el relieve. La diferenciación de dicho complejo se expresa mediante sus características sismo-tectónicas, heterogeneidad morfométrica y arreglo espacial.

METODOLOGÍA

Para el logro del objetivo antes mencionado se propone el método analítico-sintético para establecer la relación del relieve con la estructura geológica. Durante la presente investigación se aplicaron métodos propios del análisis morfoestructural que son:

- **Análisis morfológico del relieve, con base en cartas topográficas a escala 1:50 000 y 1: 250 000, fotografías aéreas e imágenes de satélite, lo cual permitió la detección de fallas, escarpas tectónicas, alineamientos, cuencas de tracción, ejes orográficos principales, así como estructuras que han sido cubiertas por procesos denudativos y cambios bruscos en la dirección de valles fluviales. Para lo anterior fue necesario seguir los criterios de V. Orlova (1981), H. Verstapen (1977) y G. Davis (1984).**
- **Carta altimétrica, elaborada con base en un muestreo sistemático descrito en R. García (1993), la cual permitió la apreciación simplificada del relieve, denotando los contrastes altitudinales, así como en la detección de los morfoalineamientos y dirección preferencial de las estructuras.**
- **Carta de superficies de nivelación, donde se identificaron los pisos altitudinales correspondientes a la actividad tectónica, partiendo de los criterios de Gerson, R. et al. 1993.**
- **Carta de densidad y profundidad de la disección del relieve, permitió detectar las principales regiones que se ven sometidas a este agente erosivo, así como aquellas que tienen relación directa con las estructuras disyuntivas. Se retoman los criterios descritos por J. Lugo (1988) y J. Zamorano (1990).**
- **Estudio de los órdenes fluviales según su jerarquía, lo cual parte de la consideración de que los órdenes de corriente son reflejo de un proceso tectónico evolutivo, permite la detección de las principales estructuras con base en los criterios de McCullag P. (1986) y Spiridonov A. (Chikishev, A. 1973).**
- **Elaboración de sistemas de orientación de fallas y fracturas, que fueron de utilidad en la identificación de los principales sistemas de esfuerzos a los que se ve sometida el área en estudio, utilizando para ello los criterios de Davis G. (1984) y Wise R., et al. (1984).**
- **Elaboración de secciones geológico-geomorfológicas, auxiliaron en la determinación y caracterización de las principales estructuras de bloque identificadas, denotando forma y niveles de desplazamiento relativo de las estructuras, tomando para ello los criterios de Kostenko N. (1975) y Ortiz P. (1990).**
- **Estudio de las características sismológicas regionales y locales, permitieron, con base en los mecanismos sismo focales, caracterizar los principales sistemas de esfuerzos y geodinámica actual.**

- Análisis correlativo-comparativo de los aspectos geológicos-geofísicos-geomorfológicos que permitieron precisar las características de las unidades morfoestructurales detectadas.
- Carta morfogenética, en la cual se identifican y describen las formas del relieve, incluyendo su ubicación y arreglo espacial. En dicha carta se consideran los aspectos de la morfología, génesis, edad, evolución y zonificación geomorfológica.

Un elemento esencial de la investigación es la verificación y comprobación de campo. Debido a la situación de el área de estudio, el trabajo se realizó en sectores representativos y accesibles de mayor importancia, durante las diferentes etapas de la investigación. Debido a que es un estudio de carácter regional, donde juegan un papel importante los métodos de observación indirecto, las visitas de campo se realizaron de acuerdo con los objetivos de la investigación.

I CARACTERÍSTICAS FISICO-GEOGRAFICAS

1.1 Localización.

El área de estudio se ubica entre las coordenadas extremas de $101^{\circ} 45'$ a $102^{\circ} 10'$ de longitud Oeste y $17^{\circ} 50'$ a $18^{\circ} 15'$ de latitud Norte. Tiene aproximadamente 900 km^2 , y se sitúa al occidente del Estado de Guerrero.

Limita al norte con el río Balsas y la depresión con el mismo nombre, al sur con el océano Pacífico, al oeste con el río Balsas y al este con el río La Unión (figura 1).

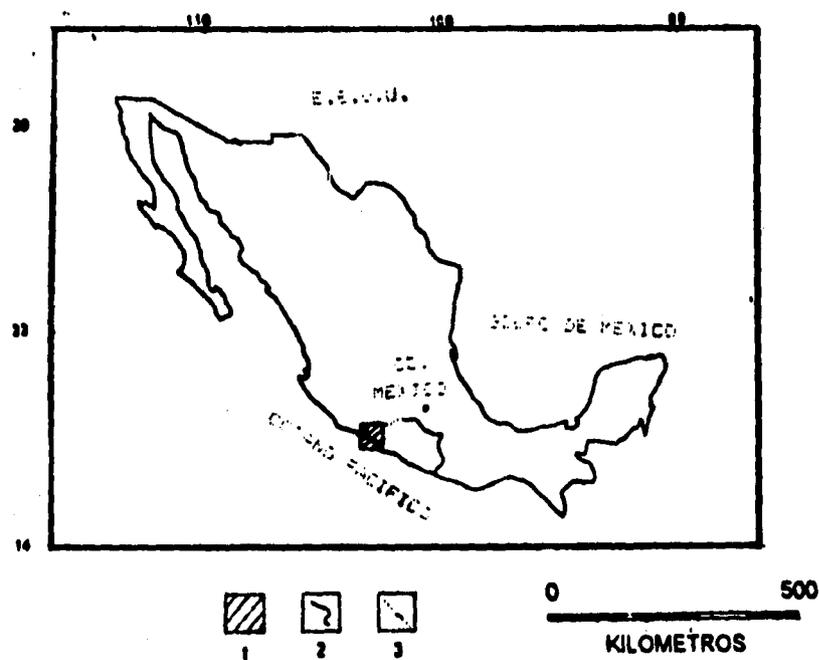


Fig. 1 Localización de el área de estudio. 1. Área de estudio, 2. Límite del Estado de Guerrero, 3. Río Balsas.

1.2 Aspectos físico-geográficos.

El territorio occidental de Guerrero puede dividirse en tres regiones "naturales" que vinculan los aspectos físicos del relieve y los económico-culturales, (Ochoa Campos A. 1989). Estas tres regiones son:

a) Región natural Costa Grande. Abarca desde la desembocadura del río Balsas hasta el río La Unión (se considera sólo el área de estudio), siendo el límite aproximado la curva de nivel de los 200 metros (figura 2).

Constituida por rocas de origen igneo (cuerpos graníticos), sedimentarias (calizas, areniscas y conglomerados) y depósitos aluviales. El relieve se caracteriza por una serie de cimas y lomas, las cuales no sobrepasan los 300 metros (Tamalerón, Pilitas, El Puerto y Cerro el Platano), se encuentran desmembradas por sistemas fluviales como los de los ríos Petacalco, Sorucua, Canoa, Feliciano, La Angostura y Las Cuestas.

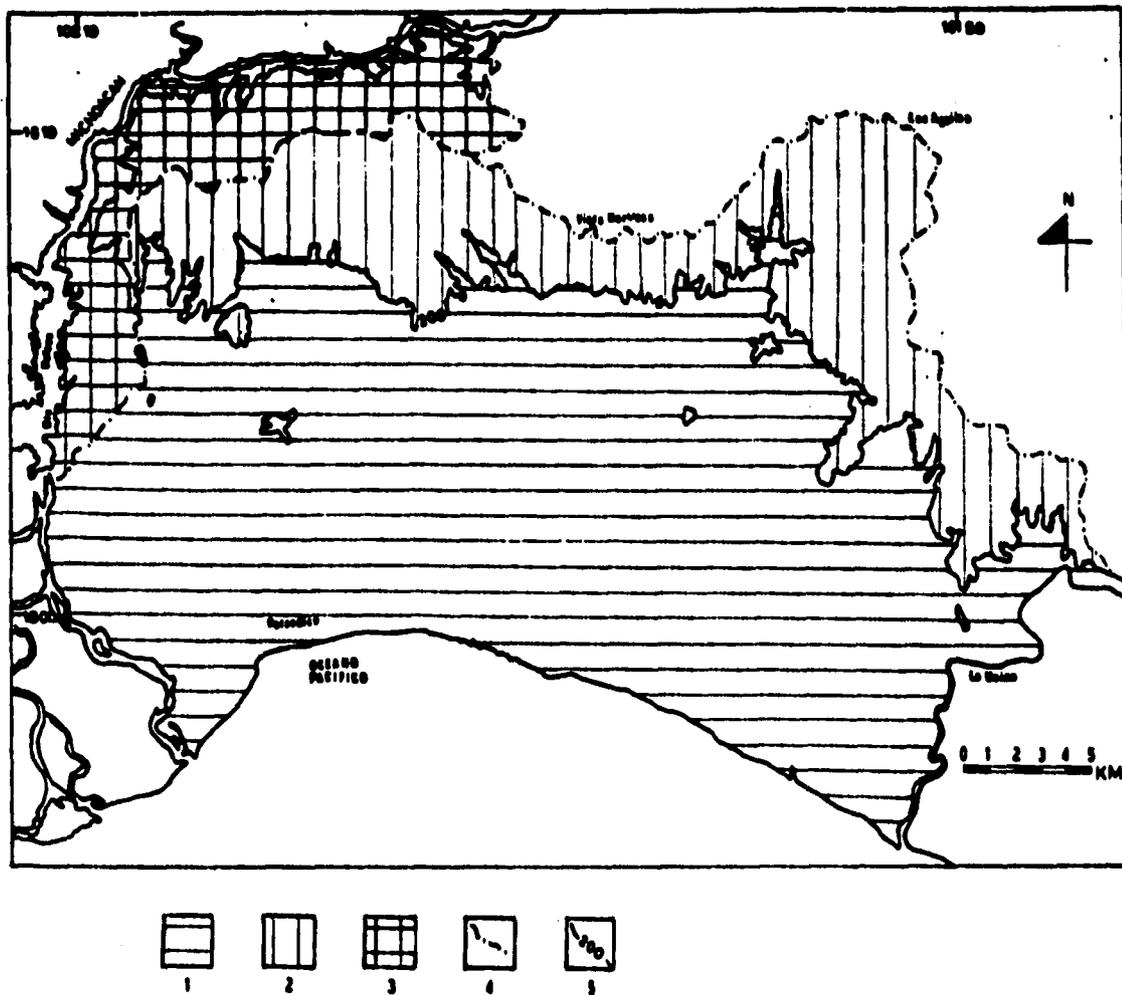


Fig. 2 Distribución de las regiones naturales del curso bajo del río Balsas. 1. Costa Grande, 2. Sierra Occidental, 3. Depresión del Balsas, 4. Parteaguas, y 5. Curva de nivel de 200 metros.

El clima en general es tropical con lluvias en verano, siendo la temperatura máxima de 32° en mayo, y la mínima de 22° en febrero; las lluvias máximas se alcanzan en julio con 300 mm de precipitación y anualmente 1000 mm. El bosque tropical subcaducifolio y el bosque de coníferas y Quercus son las principales asociaciones vegetales de ésta región.

b) Región natural Sierra Occidental. Constituida por montañas medias y bajas correspondientes a la Sierra Madre del Sur, con una altitud de hasta 1180 metros en el Cerro Las Águilas, así como el Cerro El Hacha, ubicados en el sector noreste de el área de estudio. Al noroeste se ubica el sistema Benitez que se encuentra dividido en dos, cerro Burrosa con 980 metros y cerro Limón con 920 metros. El sistema central del cerro Vista Hermosa es el de menor altitud con 680 metros. Estos tres sistemas se encuentran separados por los ríos Limón y Feliciano (de oeste a este). Se constituye por rocas sedimentarias (caliza, arenisca y lutitas) lo cual tiene un efecto importante en la configuración de la red fluvial, siendo principalmente de barrancos y valles con morfología en "V". Asimismo, se constituye de rocas ígneas extrusivas (andesitas) que se encuentran intercaladas con las rocas de caliza, (Fig. 2).

Varias diferencias la distinguen con respecto a la región Costa Grande: es un sistema montañoso, las pendientes del terreno oscilan entre 33% y 100%, por lo que es una zona erosiva, que a diferencia de la anterior, acumulativa.

El clima es cálido subhúmedo y en las partes más altas es frío seco. La máxima temperatura es de 25° centígrados y la mínima de 18°. la precipitación anual es de entre 900 y 1000 mm. El bosque tropical caducifolio y el bosque de coníferas y Quercus son los más representativos. En sí, el sistema montañoso representa una cortina orográfica que dictamina las características ambientales de la depresión del Balsas.

c) Región natural "depresión del Balsas". Caracterizada por ser parte de la cuenca con el mismo nombre, alberga al río Balsas y a la presa José María Morelos. El contraste topográfico es de aproximadamente 700 metros. La pendiente del terreno oscila entre 30% y 100% lo cual, la mayoría de las veces, define su carácter erosivo (Fig. 2).

La configuración de esta región responde principalmente a la línea divisoria de aguas (parteaguas) y a la geometría del valle Balsas. Se constituye por rocas ígneas (andesitas y cuerpos intrusivos graníticos), sedimentarias (calizas, areniscas, lutitas y conglomerados) y metamórficas.

El clima es tropical subhúmedo con lluvias en verano, determinado en gran parte por la orografía regional. La temperatura máxima es de 34° y la mínima 24°, la precipitación anual es menor de 800 mm. Lo anterior determina un bosque tropical caducifolio.

II GEOLOGÍA

El presente capítulo tiene por objetivo mostrar el marco de referencia que sirve de fundamento a el estudio morfotectónico, ya que la geología es fundamental en el análisis morfoestructural. Asimismo, la información sirvió de base para asignar la cronología a las unidades morfogenéticas.

2.1 Estudios antecedentes.

La información geológica se centra en la descripción estratigráfica y petrográfica, los estudios regionales, que más aceptación han tenido son: Campa F. y Coney P. (1982), quienes vinculan aspectos tectónicos y estratigráficos para definir el mapa de terrenos tectono-estratigráficos de México. El Instituto de Geología de la UNAM (1992) editó la carta geológica de México, escala 1:4 000 000 con un texto explicativo, en el cual se definen los límites lito-estratigráficos así como descripciones de las principales provincias geológicas.

Bohnel H. et al. (1989), realizaron un estudio de las características petrográficas de rocas magmáticas, vulcanoclásticas y sedimentarias del territorio tectono-estratigráfico de Guerrero, con fechamientos y explicando el tipo de ambiente regional. Pantoja A. et al. (1983) resaltan el tipo de ambiente y evolución geológica de las subunidades del terreno Guerrero, en tanto que, Centeno E., et al. (1993), describieron las subunidades del terreno Guerrero, resaltando las diferencias de deformación (pliegues, fallas, fracturas y metamorfismo). Guerrero J. (1993) hace un análisis de fechamiento en los cuerpos intrusivos de la sierra Madre del Sur, resaltando la migración del magmatismo al sureste.

Cabe destacar que sólo se tiene conocimiento de dos estudios locales, en donde Ortiz P. et al. (inédito), estudia la ribera este del curso bajo del río Balsas, describiendo las estructuras de contacto, los tipos de rocas, las alteraciones secundarias y las características petrográficas. Por otro lado, la Comisión Federal de Electricidad (inédito), para la construcción de la presa José María Morelos, analizaron las características mecánicas de las rocas, principales sistemas de fractura e hidrología.

2.2 Sierra Madre del Sur: Terreno Guerrero.

Recientes estudios en la Sierra Madre del Sur documentan una compleja evolución geológica. Esta consiste en una serie de terrenos que se diferencian entre si por su historia geológica (Beck M. 1991).

Así, los modelos de terrenos tectono-estratigráficos han tenido relevante aceptación al explicar rasgos geológicos y tectónicos del suroccidente de México. Campa F. y Coney P. (1983), analizan la información geológica regional del país para diseñar el primer mapa de terrenos tectono-estratigráficos (figura 3), señalando la existencia de cuatro terrenos que conforman a la Sierra Madre del Sur; Xolapa, Juárez, Mixteco y Guerrero.

Sin embargo, la dimensión de los terrenos y su subdivisión es severamente cuestionada, ya que extensos territorios se encuentran cubiertos por rocas volcánicas del Terciario y Cuaternario, o por calizas cretácicas, que impiden hasta cierto punto definir el basamento.

Cabe mencionar que los terrenos tectono-estratigráficos son unidades de extensión regional, compuestos por una secuencia vertical de conjuntos tectónicos partícipes de una misma historia geológica, representados por una homogeneidad litoestratigráfica interna, diferente de la historia de los terrenos adyacentes.

El territorio de estudio se enmarca dentro de la provincia geológica de la sierra Madre del Sur, así como dentro del territorio tectono-estratigráfico de Guerrero.

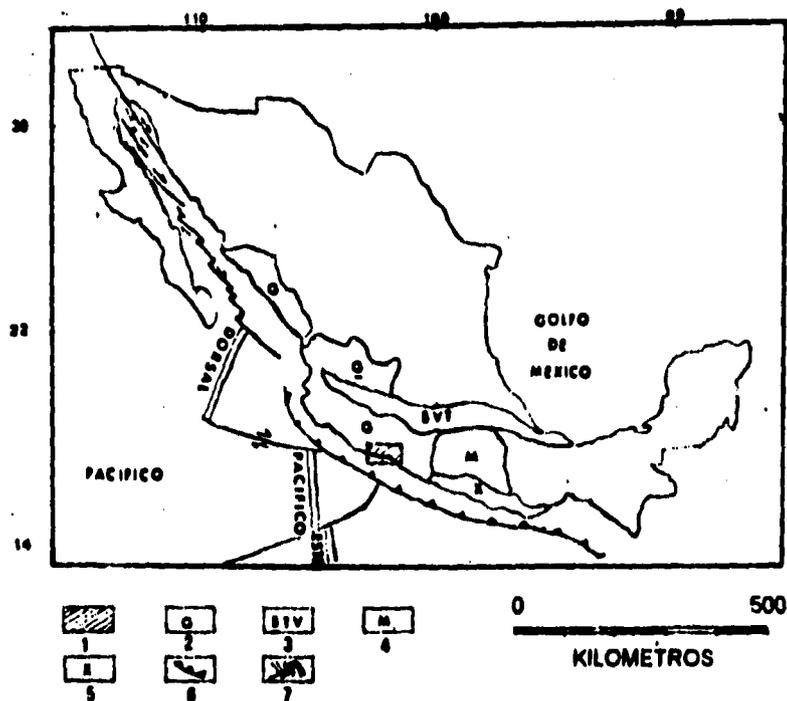


Fig. 3 Distribución de los terrenos tectono-estratigráficos de México. 1. Area de estudio, 2. terreno Guerrero, 3. Sistema Volcánico Transmexicano, 4. Terreno Mixteco, 5. Terreno Xolapa, 6. Zona de subducción, y 7. Zonas de acreción oceánica mostrando la dirección de desplazamiento relativo (compilado de Campa P. et al. 1983 y Centeno E. et al. 1983).

- Subunidades del Terreno Guerrero.

El terreno tectono-estratigráfico de Guerrero se caracteriza por su extensa variedad litológica, estratigráfica y estilos estructurales originados en diferentes etapas geológicas. Se identifican tres subunidades pertenecientes al terreno Guerrero: Zihuatanejo, Huetamo y Teloloapan-Ixtapan (fig. 4). En sí, este terreno, se caracteriza por el vulcanismo andesítico submarino y secuencias sedimentarias del Jurásico al Cretácico medio.

a) Subunidad Zihuatanejo. Se extiende a lo largo de la zona costera de Guerrero y Michoacán, y consiste en vulcanismo andesítico interdigitado con cuerpos de caliza con fauna del Albiano, estas últimas se constituyen de mudstone y floastone. La secuencia litológica de la subunidad Zihuatanejo es deformada, pero no severamente metamorfizada (Moran C. en comunicación personal). Centeno E. et al. (1993) realizó un estudio comparativo entre el grado de plegamiento de las subunidades del terreno Guerrero, resaltando que en esta subunidad se identifican pliegues y basculamiento (sector central y noreste del área en estudio), más no metamorfismo (figura 5).

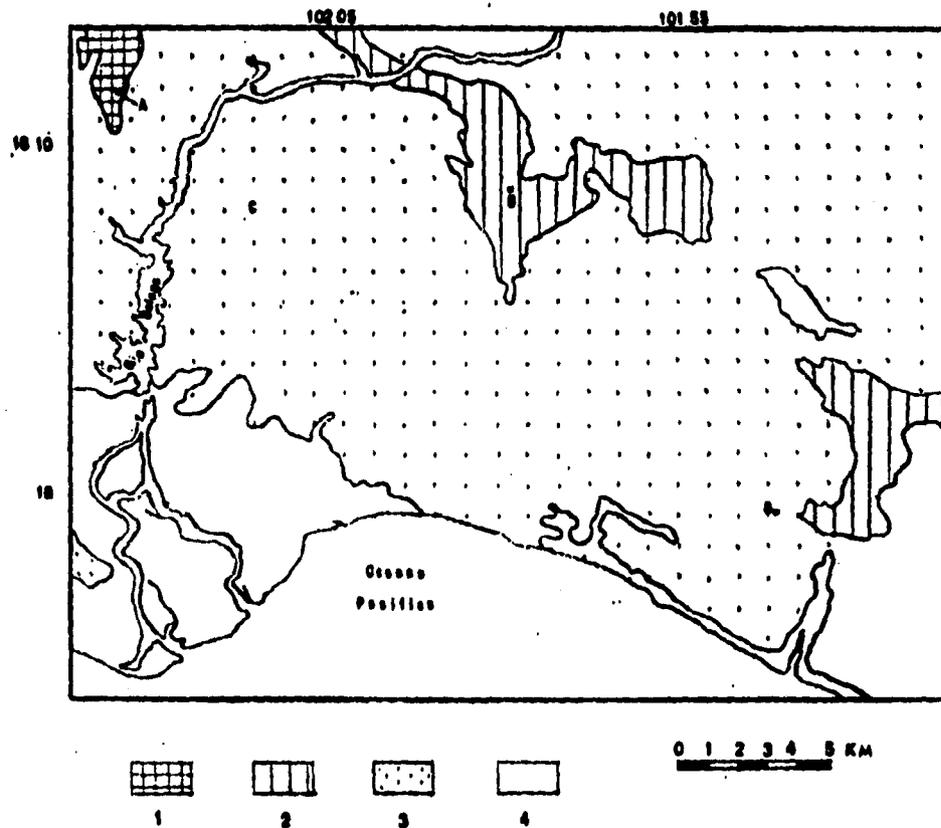


Fig. 4 Distribución de las subunidades del terreno Guerrero en el curso bajo del río Balsas. 1. Subunidad Tololoapan-Ixtapan, 2. Subunidad Huetamo, 3. Subunidad Zihuatanejo, y 4. Depósitos cuaternarios. A, B, C y D muestran los sitios representativos para el diseño de las columnas estratigráficas (Ibid.).

Con base en el análisis estratigráfico de Grajales N. y López I. (1983), se identifica un cambio en la secuencia de depósito, el ambiente es característico de pequeñas cuencas de depósito y un arco de islas.

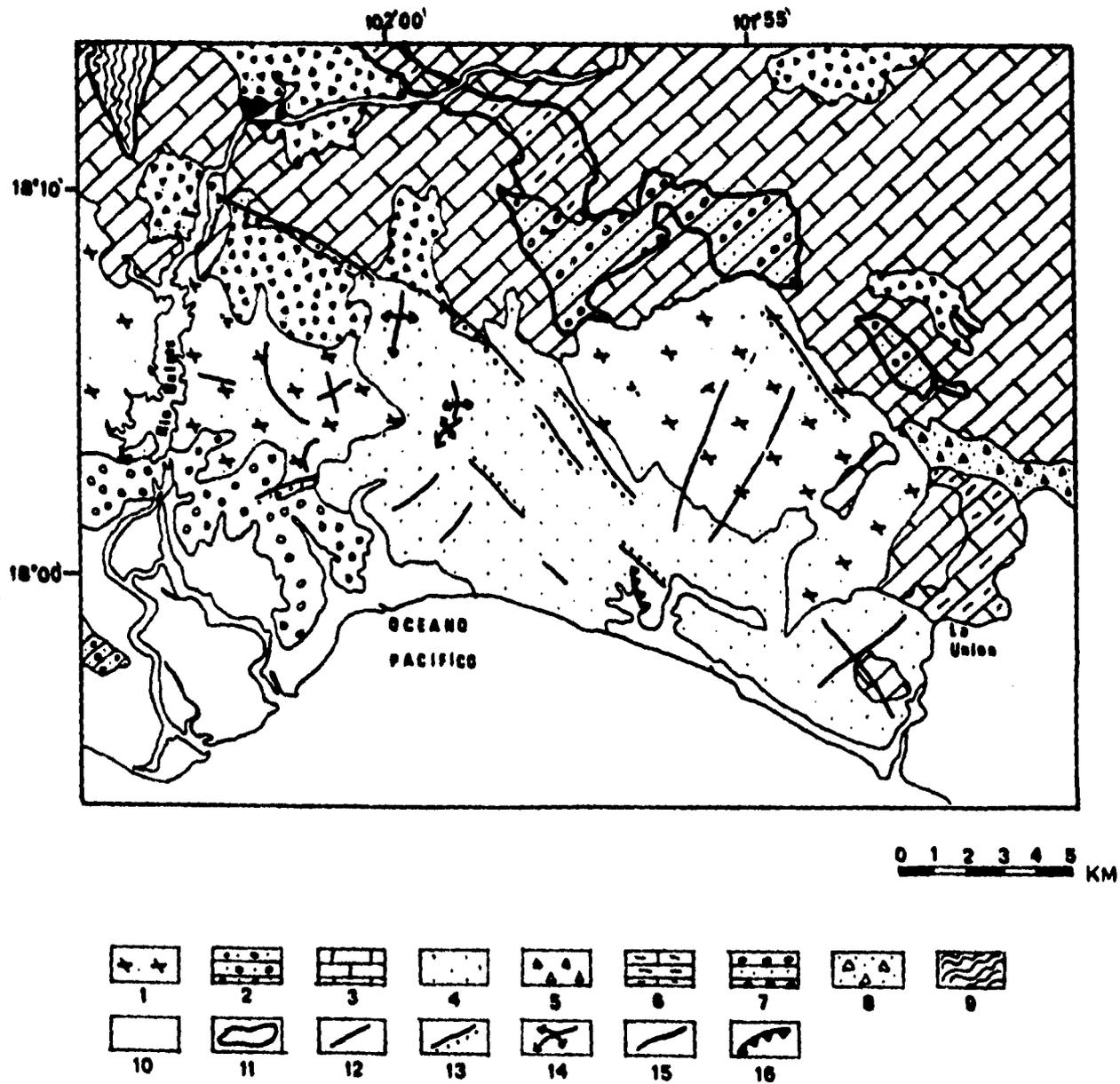


Fig. 5 Mapa geológico compilado de: Cartas geológicas a escala 1:250 000 de INEGI, Campa F. y Coney P. 1982, Ortiz P. (Ined.), Hernández S. y Frausto O. (Ined.). 1. Granito Tr; 2. Conglomerado y areniscas Tr; 3. Calizas del K; 4. Areniscas del Tri; 5. Andesitas K; 6. Calizas y Lutitas K; 7. Areniscas y conglomerado del K; 8. Volcanoclásticos K; 9. Metasedimentario; 10. Aluvión, 11. Límite de unidades litológicas, 12. fracturas; 13. Fallas mostrando el bloque hundido; 14. Pliegues; 15. Límite de las subunidades tectónico-estratigráficas, y 16. Fallas inversas.

b) Subunidad Huetamo. se caracteriza por sus rocas volcanoclásticas del Jurásico superior que soportan una secuencia de areniscas y limolitas del Neocomiano (sector centro y sur del área en estudio, figura 5). Las areniscas consisten en arenas medias y gruesas, redondeadas y bien clasificadas, con estratificación cruzada y láminas de limos de hasta 30 cm (Dante M. en comunicación personal). Esta secuencia Flysch es cubierta por calizas del cretácicas interdigitada con andesitas, las cuales están cubiertas por ignimbritas del Cretácico superior. La secuencia esta deformada, principalmente basculada, más no metamorfozada (Bohnel H. et al. op cit.).

c) Subunidad Tolloapan-Ixtapan. Secuencia de vulcanismo andesítico y sedimentos volcanoclásticos interestratificados con calizas, areniscas y limolitas, se presentan fósiles del Jurásico superior y del Cretácico inferior (Campa F. op cit.). La secuencia se encuentra afectada por metamorfismo regional y es severamente deformada. Lo anterior es la principal diferencia entre las subunidades anteriores.

2.3 Estratigrafía.

El análisis de la secuencia estratigráfica de las tres subunidades del Terreno Guerrero, así como de la secuencia del curso bajo del río Balsas (fig. 6), denota el depósito volcánico típico del Titoniano que sobreyace como una discordancia litológica y erosional. El depósito de areniscas y conglomerados muestra un cambio en las facies (granulométricas y ambientales) resaltando un ambiente de depósito de alta energía, comparado con las secuencias de arenisca y limolita de la subunidad Huetamo y Zihuatanejo.

En la subunidad Tolloapan, la existencia de un hiatus se corrobora con la presencia de una discordancia erosional entre el depósito volcanoclástico del Titoneano y la secuencia andesítica interdigitada con calizas del Albiano.

La secuencia de calizas interdigitadas con andesitas esta presente en las cuatro columnas y es característica del Albiano. La existencia de areniscas y conglomerados en la secuencia Balsas resalta un periodo erosivo-acumulativo, que es correlativo con las areniscas y limolitas de la subunidad Huetamo.

Finalmente, la secuencia de andesitas marca el último episodio de la actividad volcánica regional que es típica del Terciario superior y Cretácico inferior. A lo largo de la margen se emplazan cuerpos batolíticos de composición calco-alkalina (fig. 5), en el complejo volcánico sedimentario y metamórfico. La actividad volcánica es del Jurásico superior (Kohler J. et al. 1966), en tanto, la actividad calco-alkalina es del Jurásico medio al Cretácico inferior y al mismo tiempo ocurren emisiones de vulcanismo andesítico-dacítico submarino (Urrutia F. 1980).

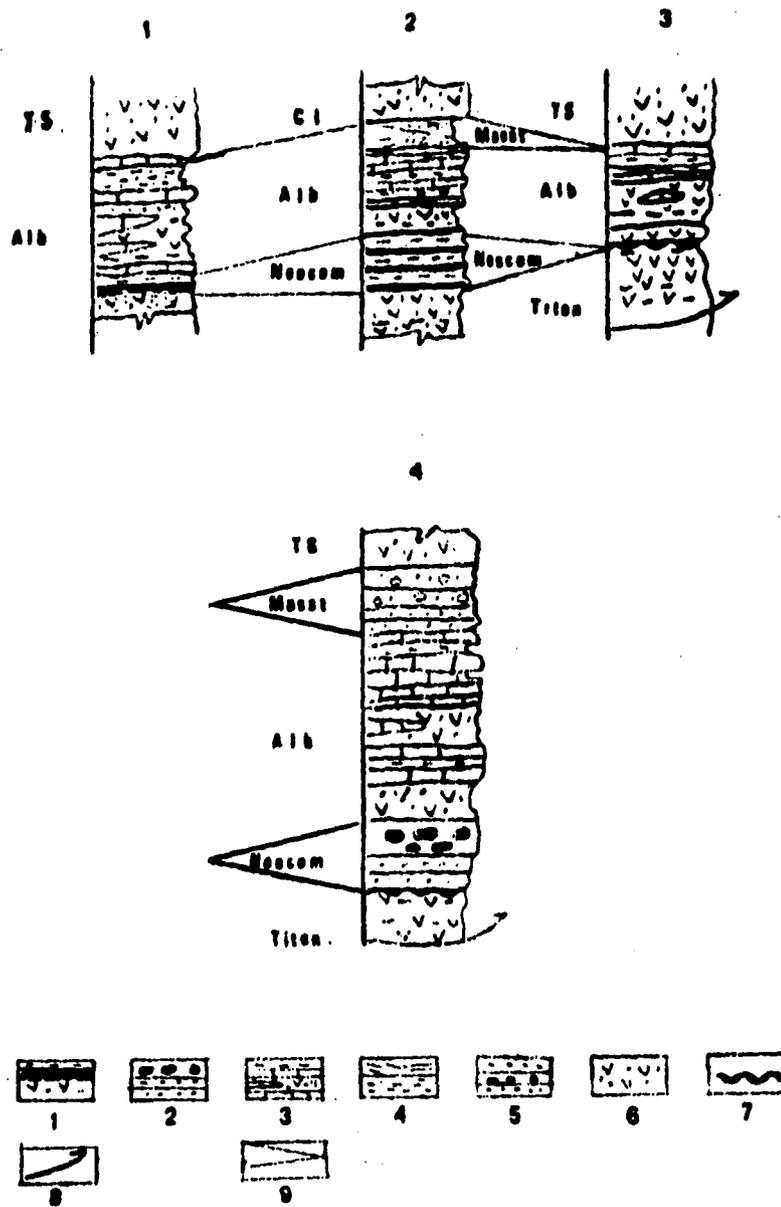
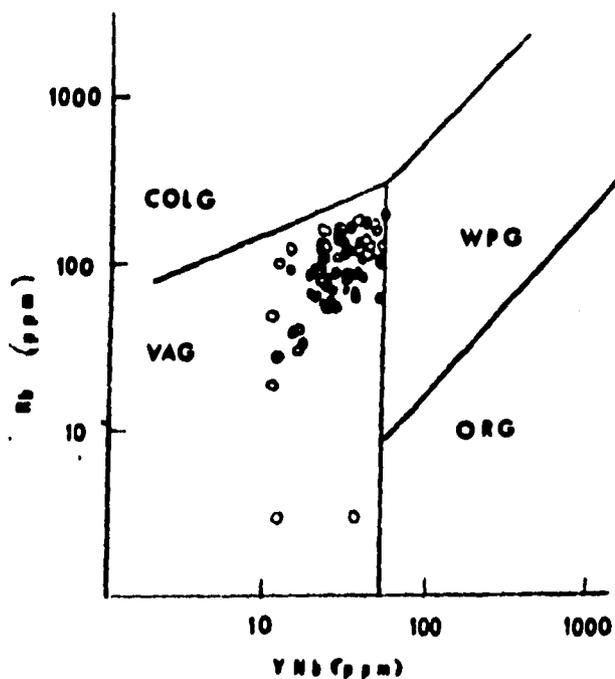


Fig. 6 Columnas estratigráficas del Terreno Guerrero: 1 Subunidad Zihuatanejo, 2 Subunidad Huetamo, 3 Subunidad Tololopan (Compiladas de Campa C. y Coney P. 1983 y Centeno E. et al. 1993), y 4 Curso bajo del río Balsas: 1. Vulcanosedimentario del Titoniano (Titon), 2. Areniscas y conglomerado Neocomaniano (Neocom), 3. Secuencia de calizas-lutitas y andesitas del Albiano (Alb), 4. Areniscas y limolitas del Albiano (Alb), 5. Conglomerado y areniscas del Maestríciano (Maest), 6. Andesitas del Terciario Superior (TS) al Cretácico Inferior (KI), 7. Discordancia erosional, 8. Discontinuidad litológica, y 9. Correlaciones. La ubicación de las columnas estratigráficas es referida en la figura 4.

2.4 Magmatismo (características petrológicas de los cuerpos intrusivos).

El estudio isotópico, geoquímico y petrológico de los cuerpos intrusivos del terreno Guerrero sugieren un medio de arco magmático (Kohler J. op cit.), lo cual se corrobora con el análisis de Pearse L. et al. (1984), quien compara las características petrológicas y químicas de los cuerpos intrusivos de Guerrero con un arco granítico de Chile, dando por resultado un grado de correlación alto (gráfica 1).

Los intrusivos son de calco-alcálicos y contienen biotita y hornblenda, alto porcentaje de magnetita y titanomagnetita, los cuales varían en el tamaño de grano, lo cual indica altas temperaturas en los estados de oxidación.



Gráfica 1. Diagrama de Rb/Sr confrontado con Y-Nb, partes por millón (ppm), entre muestras de cuerpos intrusivos de Chile (●) y del terreno Guerrero (○). COLG. Granitos de colisión, WPG. Granitos de placas, VAG. Arcos graníticos volcánicos, ORG. Granitos de regiones de acreción oceánica. (Tomado de Pearse L. et al. 1984).

Bohnel H. (Op cit.), obtuvo edades radiométricas de Rb/Sr de 69 ± 1 Ma en muestras de circón extraídas de cuerpos batolíticos, en contrapartida, Guerrero J. (op. cit.) obtuvo concentrados de biotita con edad isotópica de 43.7 ± 2 Ma en inmediaciones de La Unión (figura 7). Por último, el análisis de Rb/Sr de hornblenda y biotita dio edades de 86 ± 2 y 83 ± 3 Ma respectivamente (Kohler J. Op. cit.).

Lo anterior permite hablar de una migración hacia el sureste de la actividad magmática, presentando una diferencia de aproximadamente 20 Ma, entre el punto 6 y el punto 7 (figura 7 y cuadro 1).

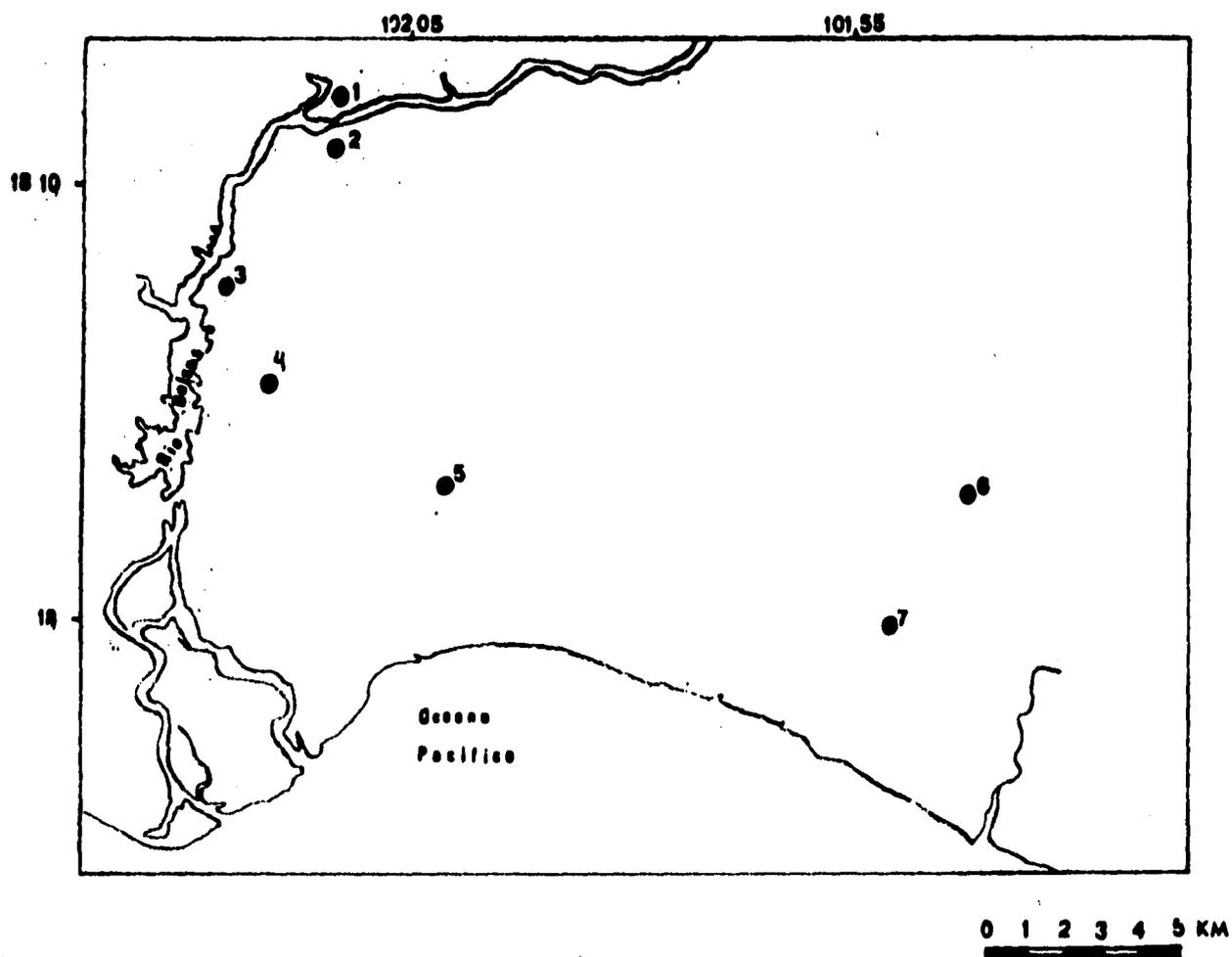


Figura 7. Mapa que muestra la distribución de los sitios donde se extrajeron las muestras para dataciones. ● Sitios de datación.

CUADRO 1*

sitio	Tipo de roca	edad	fuentes
1	Gabro	Tri	Kohler H., et al. (1988)
2	Riolita	Tr	" "
3	Caliza	Ki	" "
4	Andesita	Ki	" "
5	Andesita	Ti	" "
6	Granito	69+-1 Ma	Bohnel H., et al. (1989)
7	Granito	43.7+-2 Ma	Guerrero J. (1993)

* El cuadro hace referencia a los sitios de muestreo de la fig. 7.

Para el final del Albiano, grandes plutones calco-alcalinicos fueron emplazados en el Terreno Guerrero. La composición de dichos plutones varia de granitos, granodioritas a cuarzomonzonitas con altos contenidos de potasio, ésta seguida por un aparente hiatus desde el final del Coniaciano al Maestriciano o Terciario inferior, correlacionable con la orogenia Laramide. La actividad magmática se manifiesta durante el Paleoceno y continúa hasta el Oligoceno tardío (Pantoja A. 1983).

El vulcanismo con características más ácidas está representado en las formaciones del centro y occidente del Balsas (Chacharando, Papagayo, Agua de Obispo, Tilzapotla y Buenavista). Esta actividad volcánica es muy similar a las ignimbritas de la Sierra Madre Occidental, lo cual sugiere una continuidad en el arco magmático y la zona de subducción a lo largo de esta margen (Bohnel H. Op. Cit.).

2.5 Historia geológica.

La historia geológica del sector oriental del curso bajo del río Balsas comienza a partir de la formación de un arco magmático del Titoneano, representado por la unidad estratigráfica de andesitas y volcanoclásticos, éstos demarcan una etapa erosiva que estará presente en todas las columnas estratigráficas como una discordancia erosional. La secuencia de andesitas representa el basamento (en discusión) de la subunidad Zihuatanejo del terreno Guerrero.

Durante el Neocomaniano rige un ambiente de depósito de alta energía, la unidad litológica de areniscas y conglomerado de facies proximales, resaltan dicha apreciación. Durante el Cretácico inferior se presenta una trasgresión acompañada de emisiones volcánicas de andesitas (representado por la unidad litológica de calizas interdigitadas con andesitas y lutitas).

A finales del Cretácico (Maestrichiano) se presenta una etapa de calma representada por la secuencia de areniscas y conglomerado, correspondiente a la subunidad Huetamo del terreno Guerrero, y que precede a la actividad calco-alcalina regional (intrusivos y vulcanismo andesítico-dacítico) del Terciario.

Cuadro 2

PERIODO	EPOCA	EDAD	M. A.	UNIDAD DEL TERRENO GUERRERO	UNIDAD LITO-ESTRA-TIGRAFICA
CUATERNARIO			1.6		Aluvión
TER- CIA- RIO	Plioceno Mioceno Oligoceno Eoceno Paleoceno		5.3 23.7 36.6 57.8 66.4	ZI HUA TA NE JO	HA TO II TO S Cg. y Al. Cg. y Ar. Volcánico Andesitas
CRE- TACI- CO	Superior Inferior	Maestrichiano Albiano Neocomaniano	119 144	TOLOLOAPAN, ZIHUATANEJO HUETAMO Y ZIHUATANEJO	Calizas Andesitas Ar - Limolitas Ar - Conglomerado
JURASICO		Titonceno	144	HUETAMO TOLOLOAPAN	Andesitas Metasedimentario

2.6 Conclusión.

El área de estudio se caracteriza por sus rocas magmáticas, vulcanoclásticas y sedimentarias típicas de un arco de islas, dicha secuencia puede adjudicarse, para México, en la orogenia Laramide, en el Cretácico Tardío.

Con fundamento en fotointerpretación, se definen estructuras primarias (fracturamiento de los cuerpos intrusivos) y secundarias (pliegues, fallas normales e inversas), se describe una columna estratigráfica que caracteriza los depósitos desde el punto de relaciones de contacto y se hace una correlación con las tres subunidades del terreno Guerrero: Zihuatanejo (granito del Triásico, conglomerado y areniscas del Triásico inferior, Caliza del Cretácico y andesita del Triásico inferior), Huetamo (arenisca y conglomerado del Cretácico inferior, caliza y lutita del Cretácico inferior) y Toloapan-Iztapan (metasedimentario).

Así, el relieve del curso bajo del río balsas se ha diferenciado según su basamento geológico en:
a) Sedimentario de areniscas débilmente plegadas del Triásico, b) Intrusivo masivo del Cretácico, c) Volcánico - sedimentario débilmente plegado del Cretácico, y d) Conglomerado del Cuaternario.

III TECTÓNICA

Denotar la evolución tectónica de la región suroccidental de México, estableciendo el marco tectónico en el que se ve inmerso el curso bajo del río Balsas y caracterizar los sistemas de desplazamiento y su relación con las formas del relieve, es el objetivo central de este capítulo.

Actualmente en el suroccidente de México, existen cuatro placas litosféricas interactuando: Norteamérica, Pacífico, Ribera y Cocos. Subordinadas a estas geotecturas existen otras dos pequeñas placas o bloques mayores que proponen Johnson H., et al. (1989) y Bandy L. (1992): bloque Jalisco y bloque suroeste de México, respectivamente (Fig. 8).

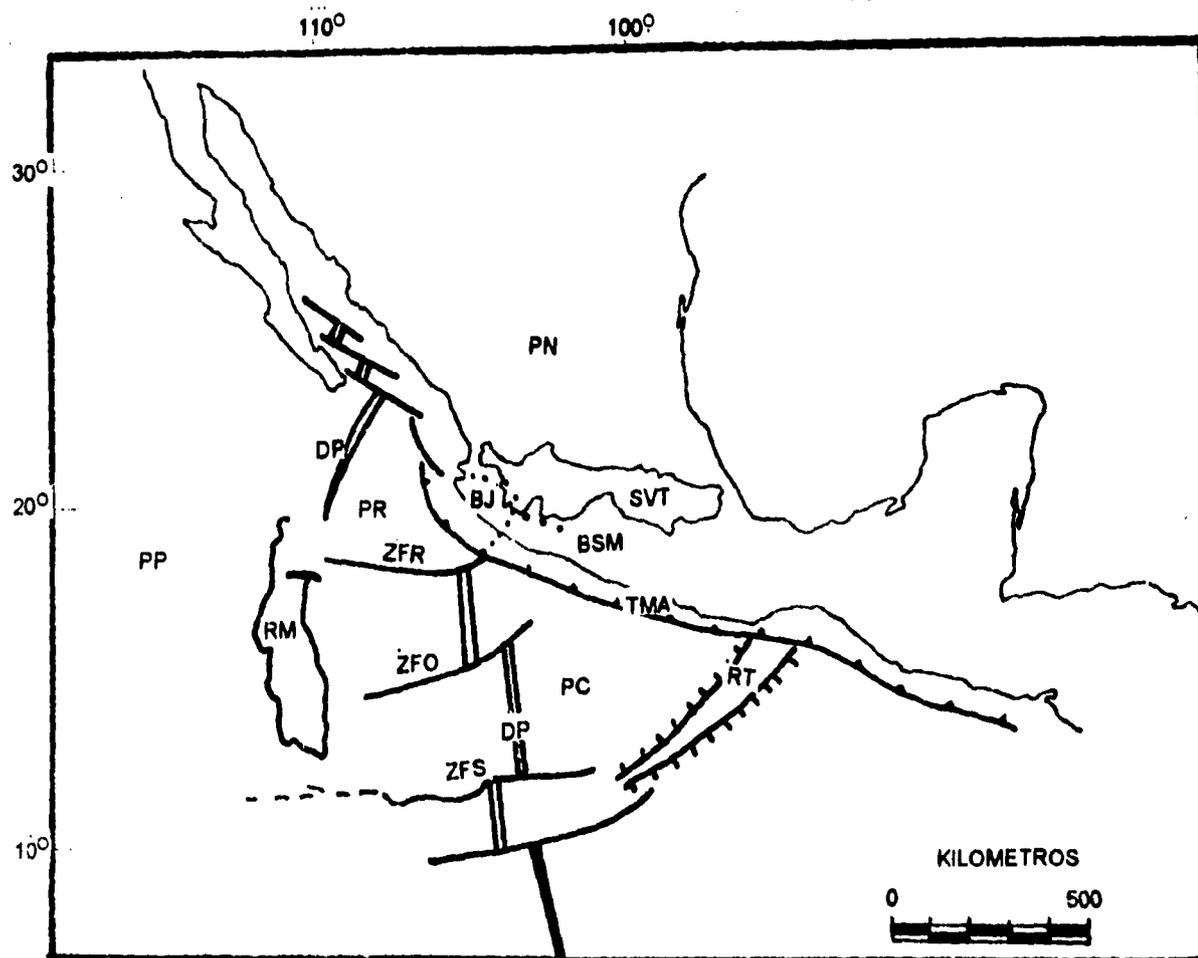


Fig. 8 Mapa tectónico regional del suroeste de México: PN placa Norteamérica, SVT Sierra Volcánica Transmexicana, TMA trinchera Mesoamericana, PP placa Pacífica, PR placa Ribera, PC placa Cocos, DP dorsal del Pacífico, ZFR zona de fractura Rivera, ZFO zona de fractura Orozco, ZFS zona de fractura Siqueiros, RM ridge Matemático, RT ridge Tehuantepec, BJ bloque Jalisco, y BSM bloque Suroeste de México (Nixon, G. 1982; Johnson C. et al. 1989 y Bandy, L. 1992).

Su dinámica y evolución es esencial para la comprensión de la génesis tectónica de las formas del relieve. Las rocas más antiguas en el área de estudio corresponden al Triásico, por lo que es, a partir de ésta edad cronológica que se sustentará el estudio tectónico.

3.1 Evolución tectónica a partir del Triásico.

La evolución tectónica puede citarse desde el Triásico a raíz de la orogenia Apalachiana, caracterizada por los depósitos de Flysch antes de la apertura del Golfo de México, lo cual, demarca las características erosivas a las que se vio sujeto el relieve, originadas por los intensos levantamientos de dicha orogenia (depósitos de lutitas marinas, areniscas y conglomerados. Kohler, J. et al. 1988).

A principios del Jurásico, como resultado de la subducción de la placa de Kula, se forma en el Pacífico un arco magmático, así como una serie de fallas transformantes como respuesta a los dos estilos estructurales (migración al sureste de los terrenos geológicos). Finalmente se presenta una transgresión que cubre la mayor parte del territorio, y que se reconoce por las calizas y areniscas del Titoniano Superior (Bohnel, Op. Cit.).

En el Cretácico, la formación de los arcos magmáticos relacionados con pequeñas cuencas será el ambiente típico, así como ambientes de plataforma (depósitos de andesitas y calizas del Neocomaniano). A finales del Cretácico, el emplazamiento de cuerpos intrusivos del Maestriciano demarcara el inicio de la orogenia Laramide, la cual se prolonga hasta el Eoceno, presentando un ambiente erosional, en tanto que el vulcanismo migra al oriente, estos eventos definen una nueva etapa de deformación.

En el Terciario temprano, la placa Farallon continúa en subducción bajo la placa Norteamérica, en aquella, la placa de Rivera y Cocos inician su incipiente formación, con desplazamiento al oriente y al noroeste respectivamente, que provoca la formación de un arco magmático de edad Oligoceno-Mioceno, y que forma las ignimbritas de la sierra Madre Occidental y Sierra Madre del Sur.

En el Terciario tardío, según Demant A. (1982), se presenta un movimiento diferencial entre la placa Norteamérica y Caribe, así como un cambio en el ángulo de subducción y de dirección (al este), de la placa Cocos, lo cual favorece el desarrollo de la Trinchera Mesoamericana.

Durante el Plioceno, la dorsal del Pacífico presenta un cambio en su dirección (ridge Matemáticos y Cliperton, figura 8), en tanto que la placa Farallon cesa el proceso subductivo. Actualmente esta discutida esta apreciación, ya que recientes estudios de el movimiento de placas (Johnson C. Op. cit. y Bandy L. Op. Cit.), demuestran un movimiento de convergencia-divergencia de dicha placa.

Los procesos antes citados, traen como consecuencia la apertura del rift de California bajo un sistema extensional de fallamiento transformante diestro. Asimismo, la placa de Rivera y Cocos están en subducción en la Trinchera Mesoamericana, que se relaciona con las emisiones Pliocuaternarias del Sistema Volcánico Transmexicano y los sistemas transpresivos a lo largo del suroeste de México (Mammerikx J. et al. 1980 y Nixon G. 1982. Figura 8).

3.2 Evolución tectónica en los últimos 6 Ma.

En la serie de trabajos que se presentan, se ha propuesto lo que pudiese ser la evolución tectónica del suroeste de México, Mooser F. (1982), relaciona el proceso de subducción con el desarrollo de fallas tipo "zig-zag", en tanto Mammerickx J. y Klidgord P. (1982), proponen un estudio de la evolución tectónica de la región comprendida entre las placas de Rivera y Pacífico. Mammerickx J. y Carmichael I. (1990), denotan las relaciones de fragmentación de la placa Rivera y el Bloque Jalisco para determinar la evolución tectónica de los últimos 25 Ma; y Johnson C. et al. (1989), mediante un análisis de los movimientos interplacas, deduce los patrones de esfuerzos regionales. Así, se tiene que para hace 6 Ma se inicia la fragmentación de lo que se denomina el "Proto-Cocos", y la formación de las fallas transformantes de Orozco y la zona de fractura Rivera, lo cual permite el desarrollo de la placa Rivera. Con este proceso se da principio a la configuración de las estructuras mayores (Macrobloques) del Pacífico sur mexicano (figura 9).

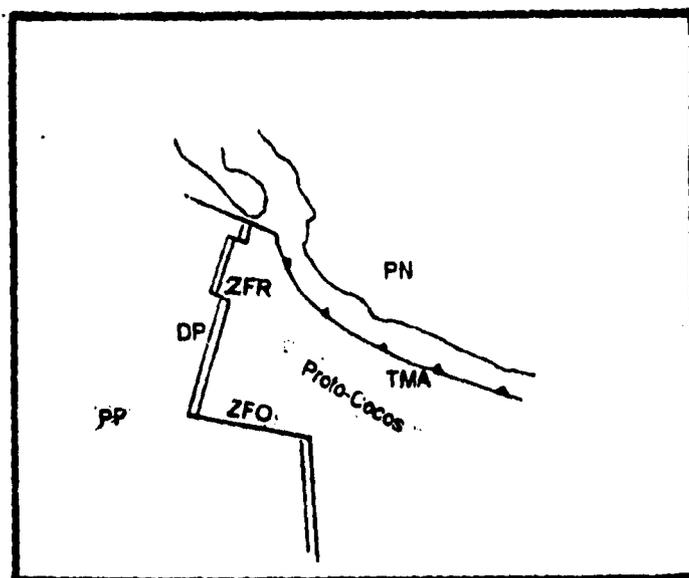


Fig. 9 Modelo de la evolución tectónica en el suroeste de México hace 6 Ma: PN placa Norteamérica, PP placa Pacífico, TMA trincheras Mesoamericana, ZFO zona de fractura Orozco, ZFR zona de fractura Rivera, DP dorsal de Pacífico (tomado de Bandy, L. 1992).

Entre los 6 Ma y 3 Ma, continúa la fragmentación del "Proto-Cocos" y el desarrollo de la placa Rivera, mientras que en el continente, la incipiente formación de los sistemas estructurales de Tepic-Zacoalco, Chapala y Colima-El Gordo y la continuidad del graben Colima en el relieve oceánico demarcan la formación del bloque Jalisco (figura 10), dicho fenómeno ha sido denominado por Bandy L. (1992), como efecto "pivote" (aceleración del proceso de fragmentación de placas).

La zona de fractura Rivera y la falla transformante de Orozco son fragmentadas por una serie de fallas y fracturas diagonales y perpendiculares, las cuales desencadenan la formación de pequeños bloques en el relieve oceánico.

El desplazamiento entre la placa de Rivera y Norteamérica (cabe destacar que en el sector del bloque Jalisco, la Placa Norteamérica ha cesado su movimiento convergente, dando origen a una estructura independiente: el macrobloque Jalisco), origina la deformación interna del sector sur del bloque Jalisco y su desplazamiento hacia el noroeste a lo largo del graben de Zacoalco, lo cual origina que el sector sur del bloque Jalisco inicie su separación con respecto al Macrobloque Sureste de México en el graben El Gordo-Colima (figura 10).

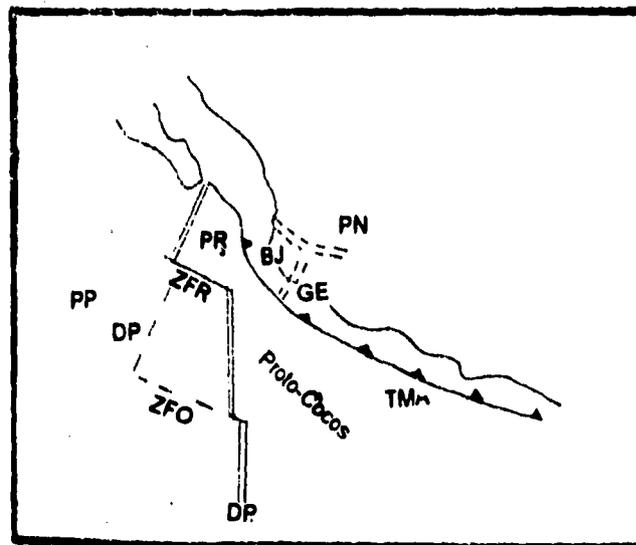


Fig. 10 Modelo de la evolución tectónica del suroeste de México entre 6 y 3 Ma: PP placa Pacífico, PN placa Norteamérica, ZFR zona de fractura Rivera, ZFO zona de fractura Orozco, TMA trinchera Mesoamericana, DP dorsal del Pacífico, BJ bloque Jalisco. GE graben El Gordo-Colima (Ibid.).

Lo anterior ocurre hace aproximadamente 4.5 Ma, y coincide con la actividad calco-alcalina de las lavas a lo largo de la zona de fractura del graben de Zacualco y el graben de Colima. Entre los 3 y 0.9 Ma, las estructuras asociadas con la fragmentación del "Proto-Cocos" continúan su desarrollo, existen cambios importantes en la zona de subducción, sobre todo en los sistemas transformantes en el sector final de la Trinchera Mesoamericana (escarpa Tres Marias).

La constante separación del bloque Jalisco, la formación del graben de Bahía de Banderas y la propagación del sistema transformante de Orozco denota la eminente formación de la placa de Cocos (figura 11).

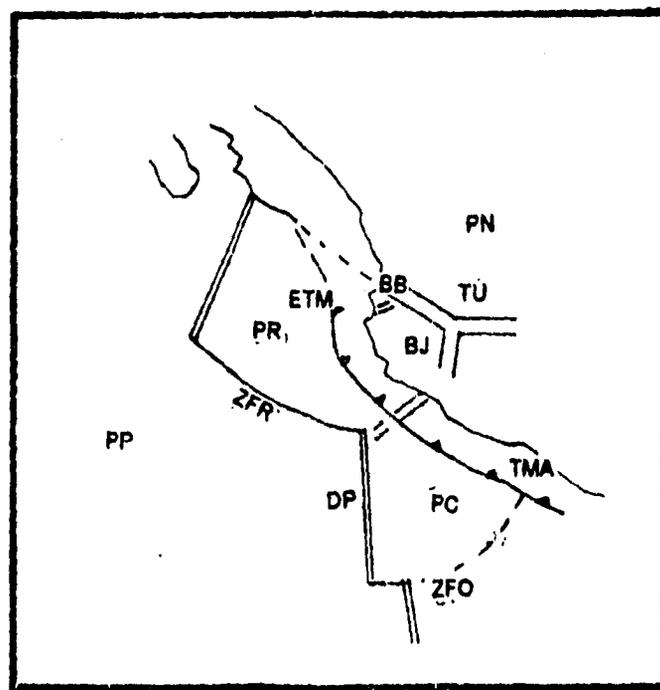


Fig. 11 Modelo de la evolución tectónica del suroeste de México entre 3 y 0.9 Ma: PP placa Pacífico, PN placa Norteamérica, PR placa Riviera, PC placa Cocos, ZFR zona de fractura Rivera, ZFO zona de fractura Orozco, TMA trinchera mesoamericana, ETM escarpe Tres Marias, BJ bloque Jalisco, BB Bahía de Banderas, TU triple unión, DP dorsal del Pacífico, BSM Bloque suroeste de México (Ibid.).

Zonas de formación de corteza se presentan hace 0.9 Ma dentro de las placas de Riviera y Cocos, así como nuevas zonas de subducción paralelas a la Trinchera Mesoamericana (Stock, M. 1993; Bandy, L. 1992). Lo anterior marca un nuevo evento de deformación, iniciando la fragmentación de la placa de Cocos: Norte y Sur. Dicho evento es análogo al que dio origen a la placa de Riviera y bloque Jalisco (fig. 12).

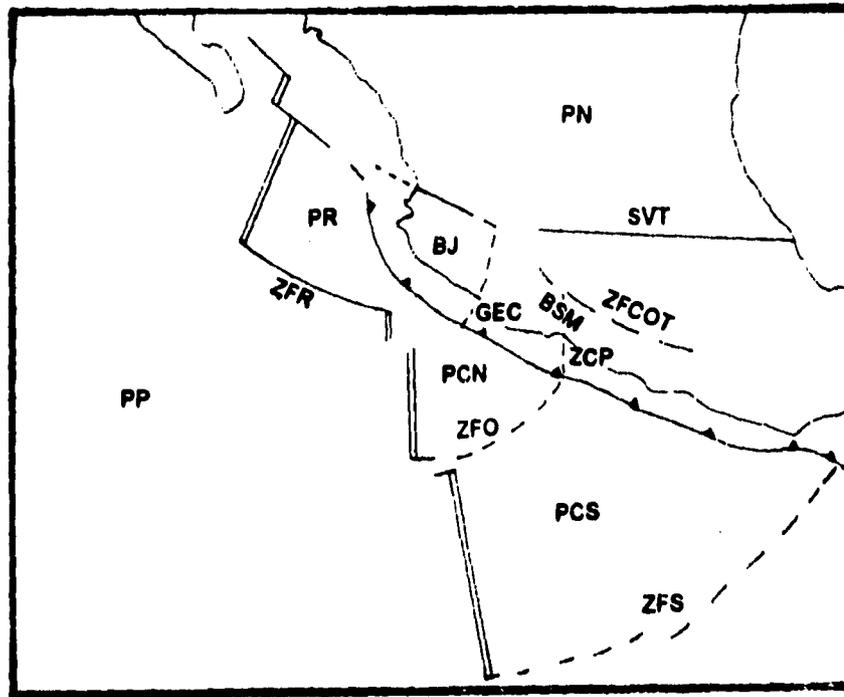


Fig. 12 Modelo de la evolución tectónica del suroeste de México entre 0.9 y 0.1 Ma: PP placa Pacífico, PN placa Norteamérica, SVT sistema Volcánico Transmexicano, PR placa Rivera, PCN placa Cocos Norte, PCS placa Cocos Sur, ZFR zona de fractura Rivera, ZFO zona de fractura Orozco, ZFS zona de fractura Siqueiros, BJ bloque Jalisco, BSM bloque sureste de México, GEC graben El Gordo-Colima, ZFCOT zona de fractura Chapala-Oaxaca-Tepalcatepec, ZCP zona de cañones de Petacalco.

Por lo que, la formación de los bloques Michoacán y Jalisco se puede resumir por lo siguiente: a) la fragmentación del sector norte de la placa de Cocos por fallas transformantes, b) dirección de desplazamiento al sureste del bloque Suroeste de México, y c) La incipiente formación de un sistema morfológico rift-rift-rift, en el bloque Sureste de México, dicho sistema es respuesta a los movimientos diferenciales que existen a lo largo de la Trincheras Mesoamericana, y que permite la diferenciación de una serie de Macrobloques en el sector suroccidental de la placa Norteamericana. Dicho sistema es representado por la zona de fractura Chapala-Oaxaca-Tepalcatepec, el río Balsas y la zona de cañones de Petacalco.

Entre 0.9 y 0.1 Ma, se desarrollan dos sistemas estructurales bien diferenciados: el bloque Michoacán y el bloque Guerrero (fig. 13).

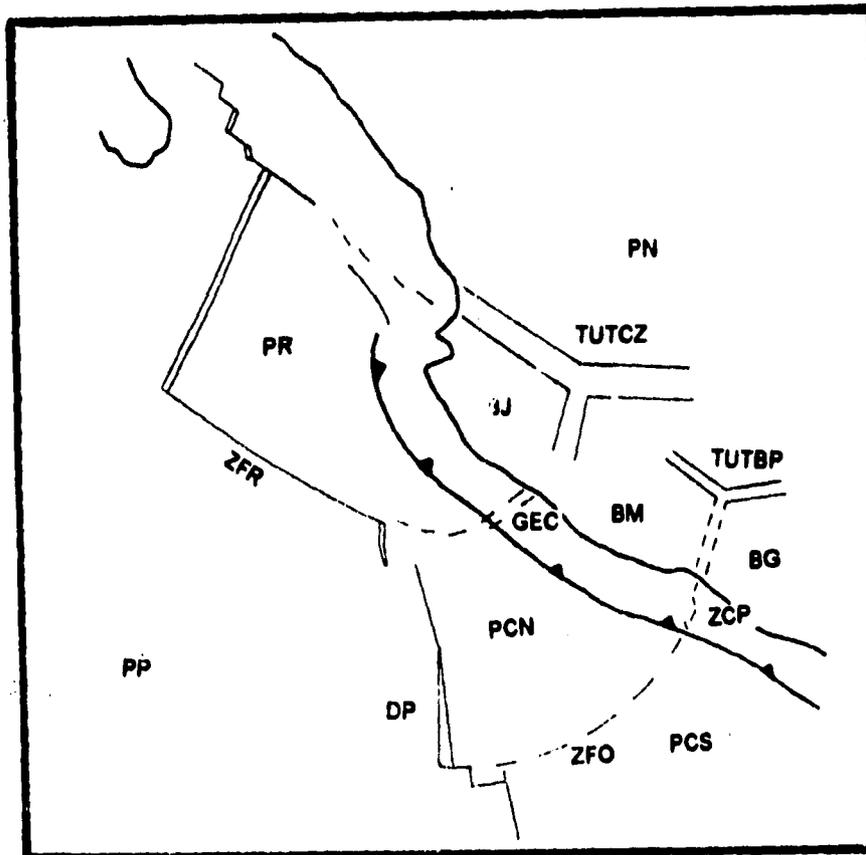


Fig. 13 Modelo de la evolución tectónica del suroeste de México, presente: PP placa Pacífico, PN placa Norteamérica, PR placa Rivera, PCN placa Cocos Norte, PCS placa Cocos Sur, BJ bloque Jalisco, BM bloque Michoacán, BG bloque Guerrero, ZFR zona de fractura Rivera, ZFO zona de fractura Orozco, ZFS zona de fractura Siqueiros, DP dorsal del Pacífico, ZCP zonas de cañones de Petacalco, GEC graben EL Gordo-Colima, TUTCZ triple unión Tepic-Chapala-Zacualco, TUTBP triple unión Tepalcatepec-Balsas-Petacalco.

3.3 Conclusión.

La configuración actual del territorio de México es consecuencia de cuatro desplazamientos tectónicos mayores que han actuado simultáneamente desde el Cretácico superior. Durante el Terciario y el Cuaternario: la placa continental de Norteamérica migrando al occidente y al suroccidente, la placa oceánica del Pacífico en subducción hacia el noreste, la placa de Rivera con desplazamiento al occidente y noroeste, y la placa de Cocos con movimiento inicial hacia el noroeste y posteriormente al este.

La dinámica antes descrita ha dado por resultado relieve de tierra firme y fondo oceánico complejo, pero que permiten deducir su evolución en las diferentes etapas de su historia tectónica.

Debe destacar que la deformación en el suroccidente de México es determinada por movimientos de tracción, y que presentan componentes transformantes diestros. Asimismo, se presentan estructuras tipo "rift-rift-rift", conocidas como triple unión, las cuales se manifiestan en el relieve por sistemas de graben, trincheras, dorsales o fallas transformantes.

El mecanismo diferencial de la dinámica determina el tipo clasificativo de la triple unión, simétrico o asimétrico en función de arreglo geométrico. Así mismo, esta categoría coincide con la estable o inestable (la estabilidad está en función de la velocidad de desplazamiento que circundan la triple unión, Gubbins, D. 1990).

La triple unión Tepalcatepec- Balsas-San Juanico presenta un arreglo geométrico típico de junta triple, con valor angular entre cada rift de entre 110 y 135 grados, el cual divide a el bloque Michoacán y Guerrero.(fig. 14).

El análisis independiente de esta estructura por medio de los modelos de desplazamiento entre placas y bloques, determinará las características dinámicas de dicha estructura, por consiguiente, conocer sus características de simetría y de estabilidad.

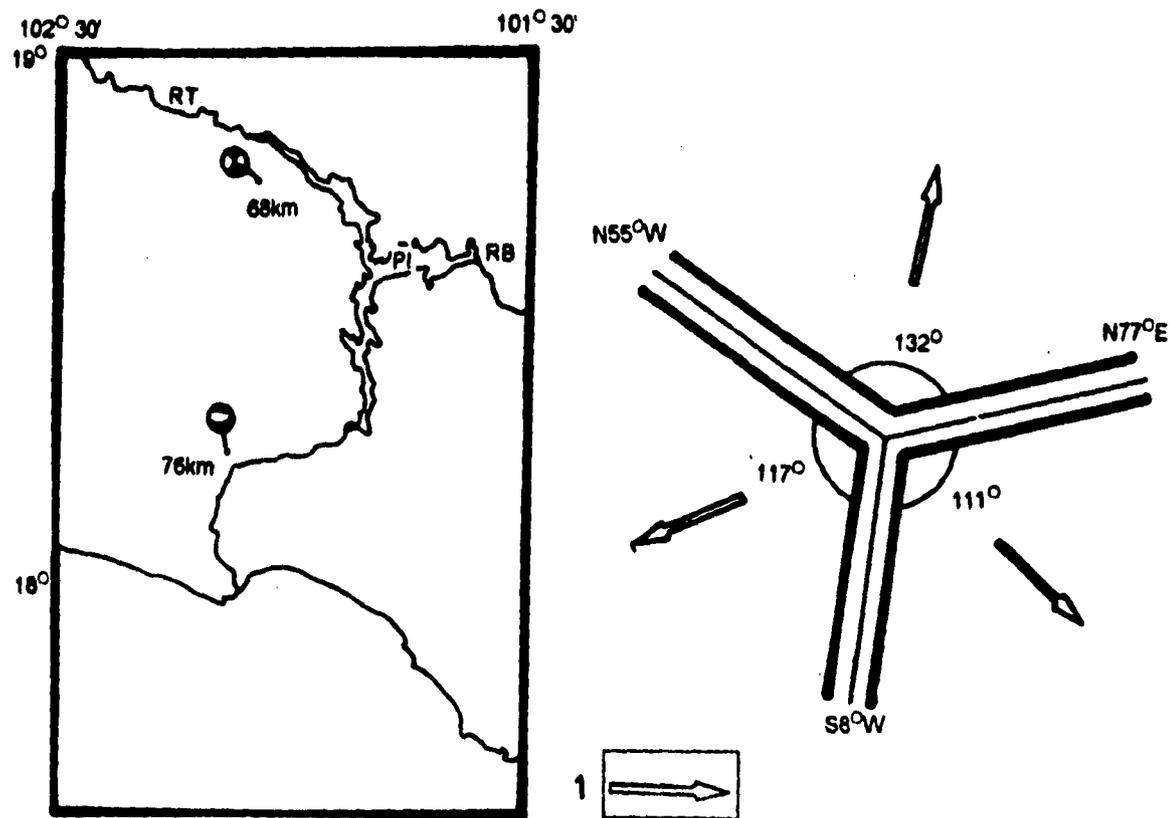


Fig. 14 Esquema que ilustra el arreglo geométrico-morfoestructural de la triple unión (rift-rift-rift) junto a la trinchera Mesoamericana: RT río Tepalcatepec, RB río Balsas, PI presa Infernillo. Se muestran la solución de mecanismos sísmofocales principales (estos últimos tomados de Bandy L. 1992). 1. Dirección preferencial del desplazamiento de los Macrobloques.

IV SISMICIDAD

La sismicidad es uno de los principales indicadores de la actividad tectónica, por lo que el presente capítulo tiene por fin, presentar el marco de referencia sismológico en la región suroeste de México.

Conocer con detalle las características de la sismicidad regional y local, permite hacer más detallados los modelos geológicos y tectónicos asociados a los procesos de subducción, de convergencia y divergencia entre placas o bloques.

4.1 Sismicidad regional.

La subducción de las placas de Rivera, Cocos Norte y Cocos Sur bajo la placa Norteamericana caracterizan la sismicidad y tectónica en la región suroccidental de México. Asimismo, existen cuatro rasgos batimétricos importantes asociados a la subducción: las zonas de fractura de Rivera, Orozco, O' Gorman y la dorsal de Tehuantepec; limitadas por las expresiones, hacia el NE, de las zona de fractura de Cliperton y Siqueiros (Pardo G. y Suarez G. 1993, figura 15).

Los rasgos tectónicos mas relevantes de las placas en subducción son: la variación lateral del ángulo de subducción de las placas Cocos Norte y Sur y la porción sur de la placa Rivera, así como el aumento hacia el sureste de la edad (ver el capítulo de geología y tectónica), de ambas placas.

Sobre la placa continental, el rasgo principal lo constituye, por un lado, el Sistema Volcánico Transmexicano, cuya orientación no es paralela a la Trinchera Mesoamericana y la existencia de una serie de estructuras en bloque (Jalisco, Michoacán y Guerrero), los cuales presentan características heterogéneas de sismicidad y estilos estructurales (figura 15).

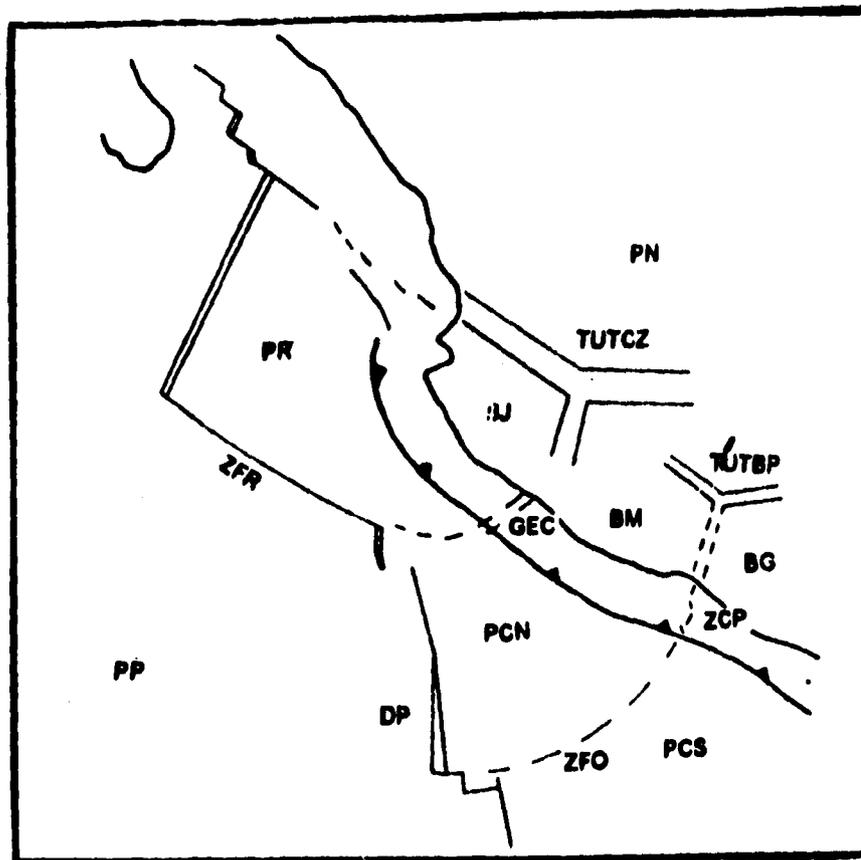


Figura 15. Modelo de distribución de los principales rasgos tectónicos del relieve oceánico y terrestre: PN placa Norteamérica, PR placa Riviera, ZFR zona de fractura Rivera, BJ bloque Jalisco, GEG graben El Gordo, BM bloque Michoacán, PCN placa Cocos Norte, BG bloque Guerrero, ZFO zona de fractura Orozco, DP dorsal del Pacífico, PCS placa Cocos Sur, TMA Trinchera Mesoamericana, TUTCZ triple unión Tepic-Chapala-Zacualco, TUTBP triple unión Tepic-Balsas-Petacalco, PP placa Pacífico, ZCP zona de cañones de Petacalco.

4.2 Criterios para la caracterización sísmica.

Para el análisis de la sismicidad, se parte de un estudio previo de los siguientes parámetros:

a) Densidad de epicentros y magnitud (datos tomados de Figueroa J. 1971 y Boletín Sismológico Nacional, 1980-92). El análisis de la densidad en el suroeste de México, manifiesta regiones que pueden catalogarse como generadoras de sismos (zona de fractura Orozco, cañones de Petacalco y Siqueiros, graben el Gordo y la Trinchera Mesoamericana, figura 16).

En dicha figura, se observa una disminución en la densidad e intensidad de los sismos (menor a los 5 grados Richter) al norte del graben El gordo y zona de fractura Rivera, lo anterior puede deberse a el cambio en el ángulo de subducción, la relativa estabilidad entre la placa Rivera y el bloque Jalisco (Guerrero S. 1993), y al supuesto movimiento de convergencia-divergencia entre dichas placas (Bandy L. 1992, Johnson C. y Carmichael C. 1989). Otra causa puede ser que la energía sismo generadora se canaliza a través del fallamiento y el vulcanismo, el cual es más denso en ésta región.

Al sur del graben El Gordo y la zona de fractura Rivera la densidad e intensidad sísmica aumentan (mayor a los 5 grados Richter). El choque "frontal" entre las placa Cocos norte y sur con la Norteamericana (Dante M. en comunicación personal) y el ángulo de subducción pueden ser las causas (Guerrero, Op. Cit., Bandy L. op. Cit.).

Cabe destacar que la distribución de la densidad sísmica demarca límites de estructuras tectónicas relevantes (placas Rivera, Cocos Norte y Sur, Pacífico, y el sistema de la Trinchera Mesoamericana, así como los bloques Jalisco y Michoacán, figura 16).

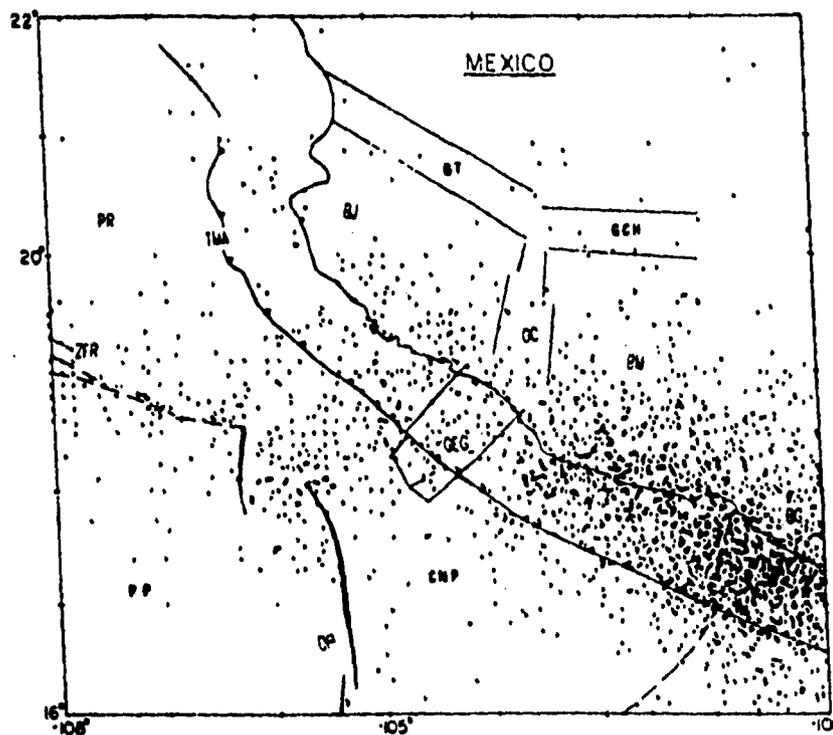


Figura 16. Esquema que muestra la distribución de los epicentros generados en el suroeste de México. Datos de Figueros J. 1971 y BSN 1980-1993. PR. Placa Rivera, ZFR zona de fractura Rivera, TMA Trinchera Mesoamericana, GC graben de Colima, BJ bloque Jalisco, BM bloque Michoacán, Bloque Guerrero, PCN placa Cocos Norte, GT graben Tepic, GCH graben Chápala, GEG graben El Gordo, Dp dorsal del Pacífico. (tomado de Bandy L. 1992).

b) **Sistemas de esfuerzos.** Con base en el análisis de rasgos geológicos (fallas laterales, normales e inversas, y morfoalineamientos del relieve), Johnson C. et al. (Op. Cit.) definen patrones de esfuerzos preferenciales, dirección e intensidad de movimiento en el suroeste de México, resaltan la diferenciación de dicha placa en una serie de estructuras menores a las cuales denominan bloques (Jalisco, Michoacán y Suroeste de México), los cuales están bien diferenciados por sistemas de falla y fractura regionales, (graben de Colima, sistema Tepic-Zacualco-Chapala y sistema Chapala-Oaxaca-Tepalcatepec), figura 17.

Movimientos distensivos en dirección NE-SW entre la placa Norteamericana y el bloque Jalisco desencadenan la formación del graben Tepic-Zacualco, movimientos en dirección NW-SE ocasionan la formación de la Fosa de Colima-Zacualco, los cuales dividen al bloque Jalisco y al bloque Suroeste de México, los cuales se desplazan al NW y al SW respectivamente.

Por último, demarcan un movimiento lateral izquierdo en la zona de falla Chapala-Oaxaca-Tepalcatepec, lo cual es muy cuestionable, ya que sistemas de falla con desplazamiento siniestro no han sido identificados, ni los modelos de fracturación coinciden con este postulado.

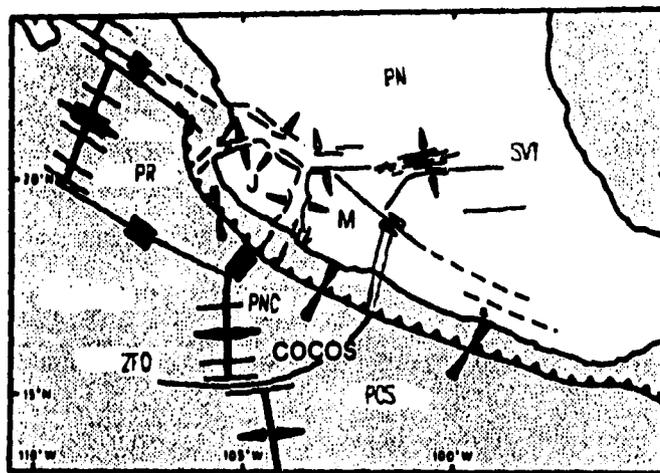


Figura 17. Esquema que muestra los desplazamientos relativos de las principales morfoestructuras del suroeste de México: PN placa Norteamérica, SVT Sistema Volcánico Transmexicano, PR placa Rivera, PNC placa Cocos Norte, PCS placa Cocos Sur, J bloque Jalisco, M bloque Michoacán, ZFO zona de fractura Orozco (Tomado de Johnson, C. y Carmichael, C. 1989).

c) Solución de mecanismos sismofocales. Estos modelos nos muestran la relación de los sistemas de esfuerzos a los que es sometida el área en estudio en función a los patrones tectónicos, locales y regionales. Tres tipos de mecanismos sismofocales se muestran en la figura 18, con desplazamiento lateral siniestro, de fallamiento inverso y de fallamiento normal.

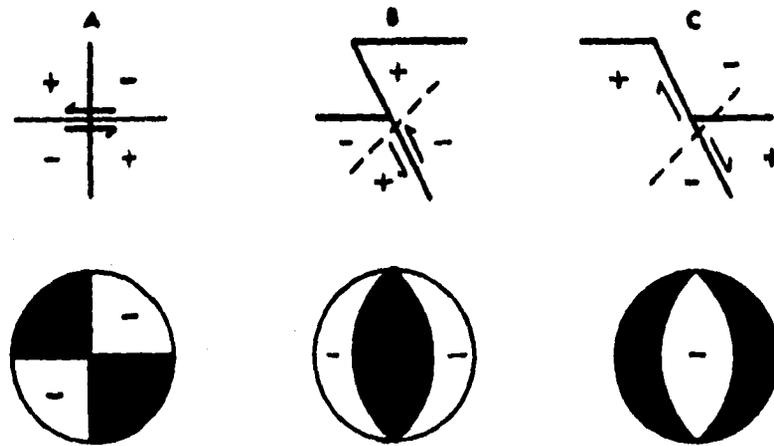


Figura 18. Tipos de mecanismos sismofocales: a) fallas laterales, b) fallas inversas, y c) fallas normales (tomado de Gubbins D. 1990).

Así, con base en el patrón tectónico del suroeste de México, se denotan sistemas laterales a lo largo de la dorsal del Pacífico, zona de fractura Rivera, zona de fractura Orozco y el graben el Gordo. En contrapartida, los sistemas de fallamiento normal e inverso se manifiestan en la Trinchera Mesoamericana, bloques Jalisco, Michoacán y Guerrero: Sin embargo, en estos tres últimos, se identifican fallamientos normales con componente lateral diestro, primordialmente en la zona del graben de Colima, zona de cañones de Petacalco y en los límites del bloque Michoacán-Guerrero (figura 19).

La distribución del comportamiento de los mecanismos sismofocales denota regiones heterogéneas a lo largo del suroeste de México (placas Pacífico, Rivera, Cocos norte y sur, bloques Jalisco, Michoacán y Guerrero, así como la Trinchera Mesoamericana (figura 19).

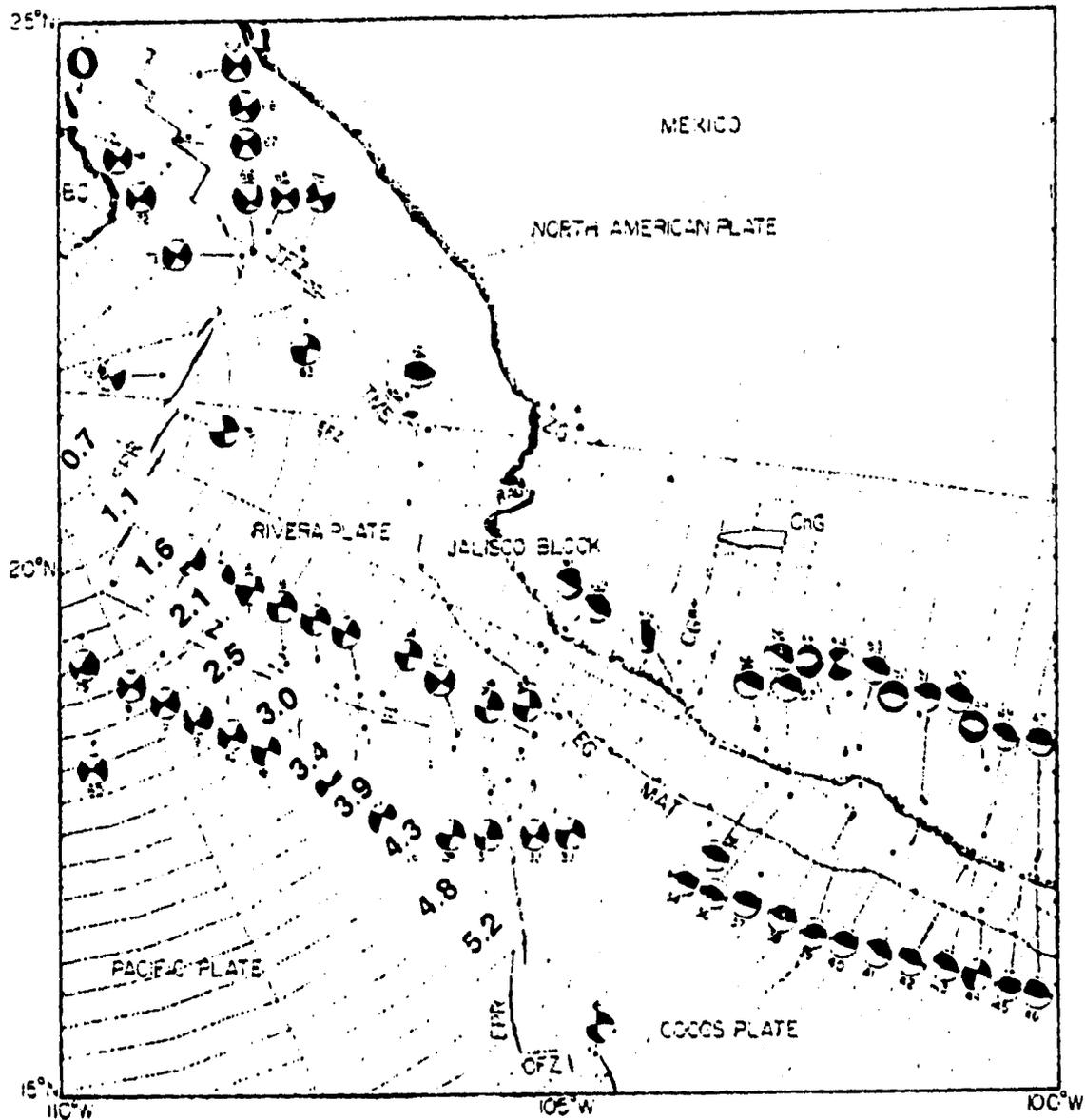


Figura 19 Solución de mecanismos sísmofocales del suroeste de México: PN placa Norteamericana, PR placa Rivera, PP placa Pacífico, PCN placa Cocos Norte, PCS placa Cocos Sur, BJ bloque Jalisco, BM bloque Michoacán, BG bloque Guerrero, ZFR zona de fractura Rivera, ZFO zona de fractura Orozco (Tomado de Bandy L. Op. Cit.).

d) Polo Euler. Dicho gráfico toma como precedente el teorema de Euler, el cual consiste en representar el movimiento de placas en una esfera con un eje de rotación, para lo cual se basa en la descripción matemática del movimiento de placas (Gubbins, D. 1990).

Así, el polo de rotación (polo Euler), entre dos placas es relativamente estacionario, el movimiento de la rotación de las placas o bloques, con respecto a ese polo, es determinado por la velocidad de expansión de las dorsales submarinas y la velocidad de subducción (ibid.). La velocidad de expansión y rotación se incrementa a medida de que nos alejamos del polo de rotación, y la orientación de las fallas laterales nos proporcionan la dirección de rotación.

La figura 20, permite observar que la dirección y velocidad de 1.6 cm./año se ubica en los límites del bloque Michoacán-Guerrero, Jalisco-Norteamérica y la zona de fractura Chapala-Oaxaca-Tepalcatepec, y que se manifiesta por el desarrollo de amplios sistemas de rift y fallamiento.

En contraparte, los sistemas de placas oceánicas presentan movimientos de 1.3 cm./año para la zona de fractura Orozco y de 2.5 cm./año para la dorsal del Pacífico, manifestando la heterogeneidad entre dichas regiones.

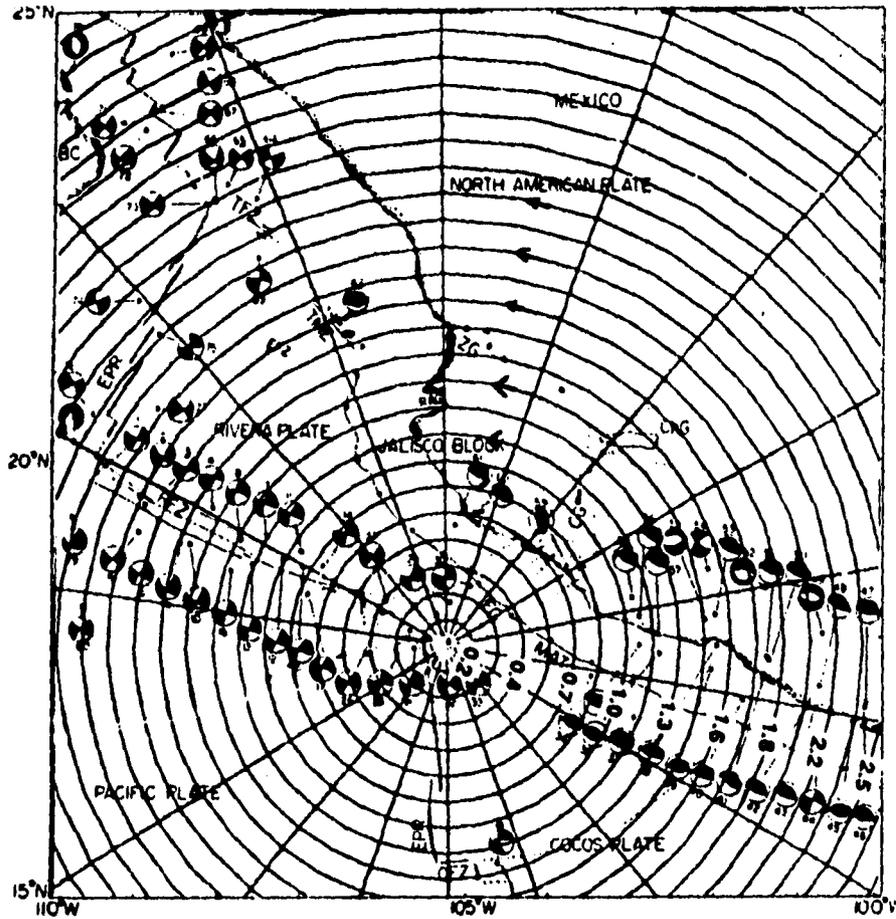


Figura 20. Esquema de latitudes y longitudes del polo Euler de las placas Rivera-Cocos, localización del polo: 17° 54' N y 105° 35' W. La placa Rivera presenta un movimiento relativo contrario a las manecillas del reloj con respecto a la placa Cocos. Los números en la latitud indica la magnitud relativa de desplazamiento en cm/año (Ibid.).

4.3 Características sísmicas de los Macrobloques del suroccidente de México.

Con base en el estudio de los parámetros anteriores, se describen las siguientes regiones:

- Placa Rivera, con magnitudes de 3 a 4 grados Richter, esfuerzos distensivos con dirección al NE, delineando la zona de la dorsal de Rivera, y divergente en la zona de fractura Rivera con dirección NW-SE con componente transformante diestro (figura 21). La velocidad de desplazamiento en función del polo Euler es de 0.2 a 2.2 cm./año y de 0.5 a 1.2 cm./año con respecto a otros bloques (figura 16).

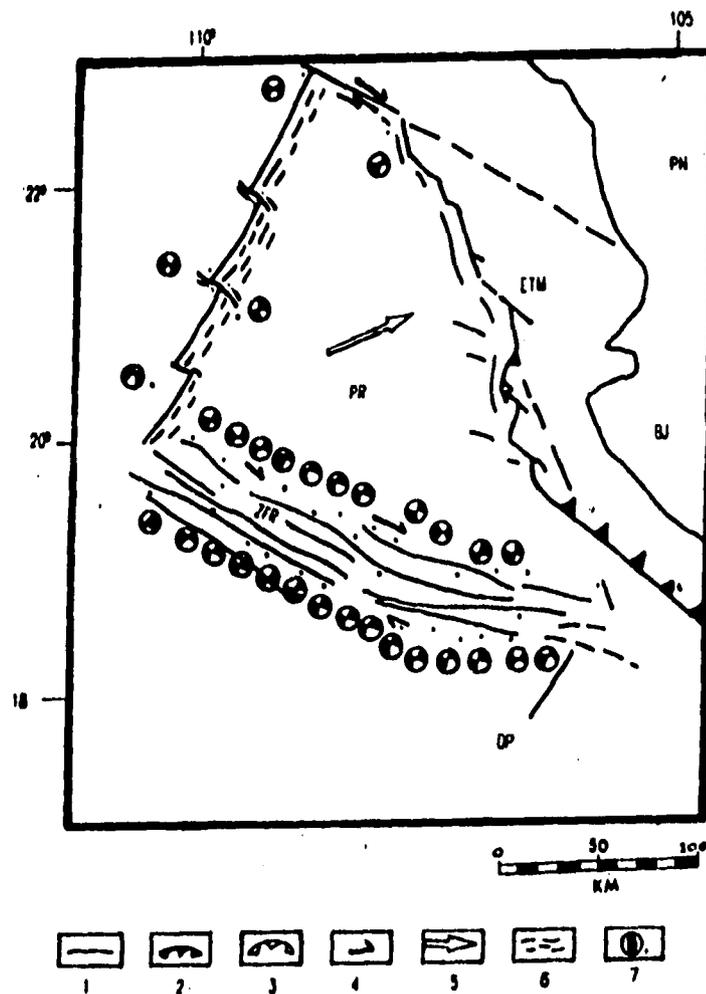


Figura 21. Mapa regional de la placa Rivera: PN placa Norteamérica, PR placa Rivera, ETM escarpa Tres Marias, ZFR zona de fractura Rivera, DP dorsal del Pacífico. 1 morfoalineamientos, 2 trincheras activa, 3 trincheras inactiva, 4 desplazamientos locales, 5 dirección de desplazamiento, 6 zonas de acresión, y 7 mecanismos sísmofocales, estos últimos tomados de Bandy, L Op Cit.

- Bloque Jalisco. La magnitud máxima en la sismicidad es de 5 grados Richter, con esfuerzos compresivos transcurrentes diestros en el sector noreste y sureste, lo cual aparentemente da un movimiento relativo, de todo el bloque, contrario a las manecillas del reloj, con tendencia a separarse de la placa Norteamericana (figura 22). La velocidad de desplazamiento en función del polo Euler es de 0.7 cm./año a 1.0 cm./año, así como con respecto a otros bloques (figura 17). La densidad y magnitud de la sismicidad puede deberse a un movimiento compresivo-distensivo alternado (Bandy L. Op cit.).

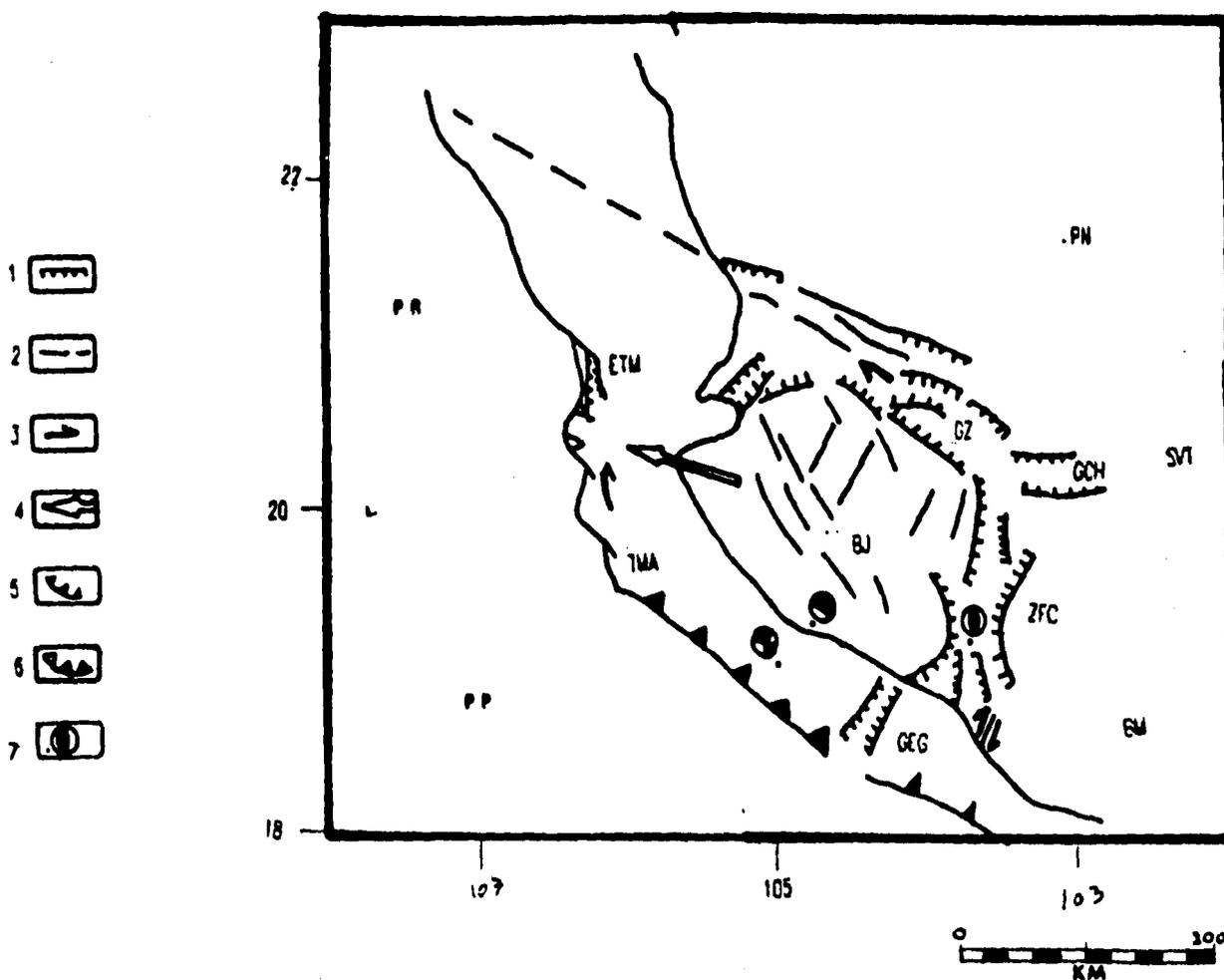


Figura 22. Mapa regional sísmico-estructural del bloque Jalisco: ETM escarpa Tres Mariás, BJ bloque Jalisco, TMA Trinchera Mesoamericana, GEG graben El Gordo, GZ graben Zacualco-Tepic, GCH graben Chápala, PN placa Norteamérica, SVT Sistema Volcánico Transmexicano, ZFC zona de fractura Colima, BM bloque Michoacán. 1 Escarpas, 2 Morfoalineamientos, 3 desplazamientos locales, 4 Desplazamiento Regional, 5 Trinchera activa, 6 Trinchera inactiva, y 7 Mecanismos sísmofocales (Ibid.).

- Placa Cocos Norte. Sismos de 7 y 8 grados Richter (zona donde se generó el sismo del 19 de septiembre de 1985, y que provocó desastres en la Ciudad de México) y ,en general, profundidades someras (hasta 10 km.). Los movimientos distensivos demarcan la dorsal de Cocos y los transformantes diestros la zona de fractura Orozco (figura 17). El movimiento relativo es de 0.2 a 1.6 cm/año de acuerdo con el polo Euler (fig. 18) y de 0.5 a 0.67 cm/año con respecto a otros bloques. Su dirección de desplazamiento es hacia el NE, en subducción bajo la placa Norteamérica (figura 17). Debido a la falta de información complementaria, no se presenta figura correspondiente.

- Bloque Michoacán, con magnitudes de 8 grados Richter y profundidad de hipocentros de hasta 76 km, los cuales se asocian al proceso de subducción de la placa Norteamérica. Los esfuerzos son primordialmente distensivos (sector norte y este), mientras que en el sector occidental, son transcurrentes diestros (figura 23). La dirección de desplazamiento es al SW y su velocidad de desplazamiento con respecto al polo Euler y a otros bloques es de 0.7 a 1.5 cm/año y de 0.5 cm./año, respectivamente.

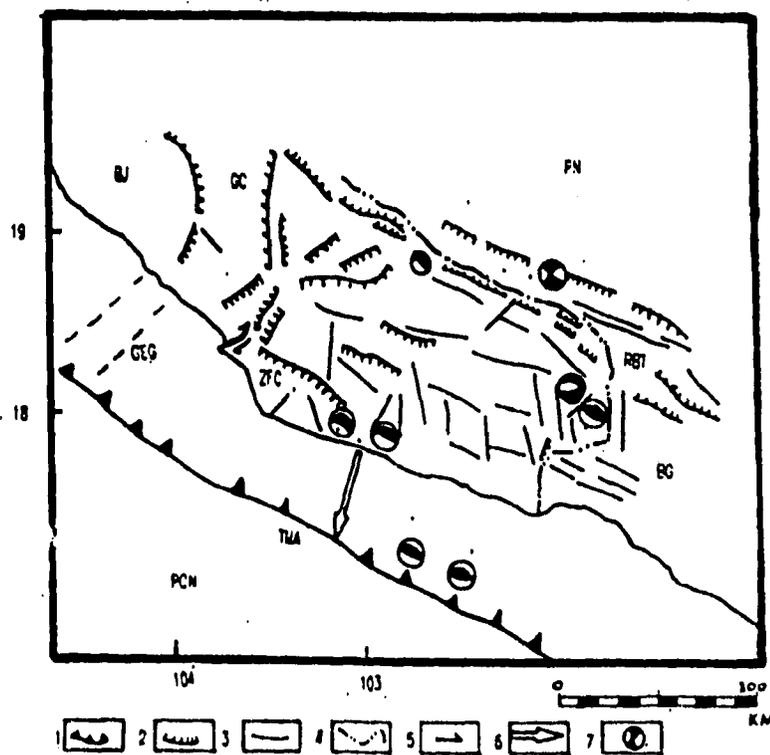


Figura 23. Mapa sísmico-tectónico del bloque Michoacán: BJ bloque Jalisco, GC graben Colima, PN placa Norteamérica, RBT río Balsas-Tepalcalepec, GEG graben El Gordo, PCN placa Cocos Norte, TMA trinchera Mesoamericana, ZFC zona de fractura La Cofradía, BG bloque Guerrero: 1 Trinchera activa, 2 Escarpas, 3 Morfoalineamientos, 4 río Balsas, 5 desplazamientos locales, 6 Desplazamiento Regional, y 7 Mecanismos sísmofocales (Ibid.).

- Placa Cocos Sur. 8 grados Richter es la máxima magnitud registrada, y movimientos distensivos asociados a la dorsal de Cliperton y Transformantes diestros en la zona de fractura O'Gorman (figura 19). La velocidad de desplazamiento en función del polo Euler y con respecto a otras placas es de 1.6 y 2.8 cm/año y de 0.5 cm/año respectivamente (figura 20). La dirección de desplazamiento es al NE, lo que ocasiona la subducción con la placa de Norteamérica.

- Bloque Guerrero, con magnitudes de hasta 8 grados Richter y profundidades de más de 50 km, los cuales se asocian al proceso de subducción. Los movimientos distensivos se ubican al norte y occidente, en tanto que, en el sur los compresivos y transcurrentes diestros (figura 24), dando por resultado sistemas de fracturamiento y relieves asociados a estos estilos estructurales. La velocidad de desplazamiento con respecto al polo Euler es de 1.5 cm/año a 2.5 cm/año, y de 0.5 cm/año con respecto a otros bloques (figura 20). El curso bajo del río Balsas se ubica en dicha región.

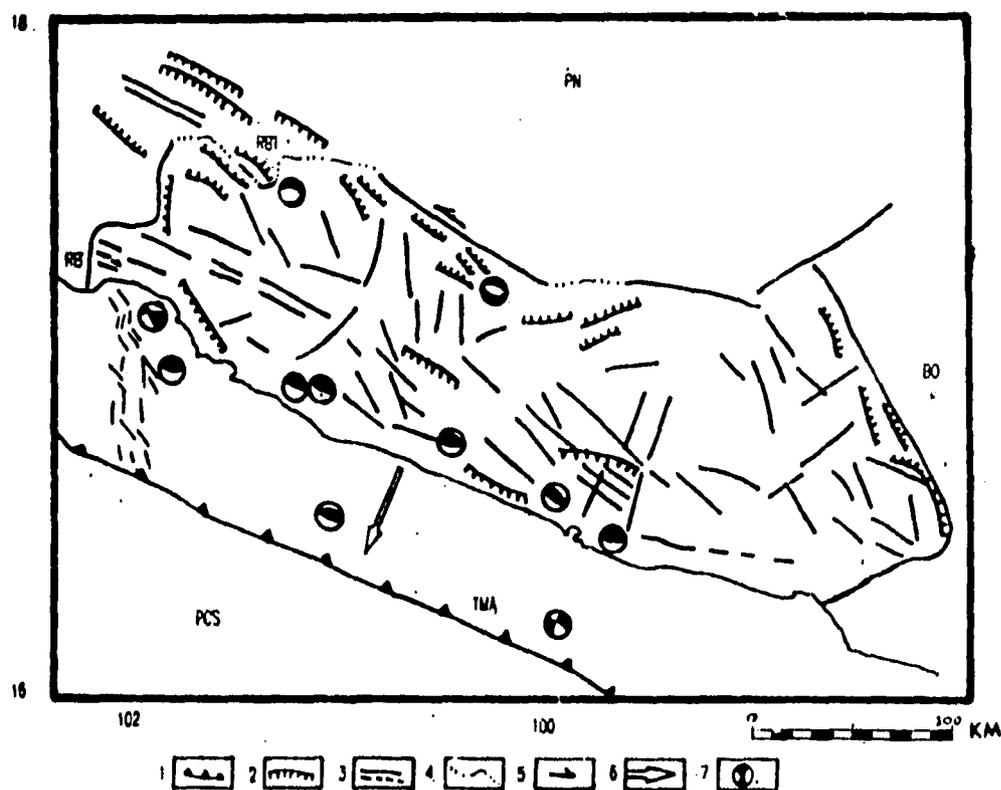


Figura 24. Mapa sismo-tectónico del bloque Guerrero (los límites de antedicho bloque están en discusión): PN placa Norteamérica, PCS placa Cocos Sur, BM bloque Michoacán, BO bloque Oaxaca, TMA trinchera Mesoamericana, RB río Balsas, RBT río Balsas-Tepalcatépac. 1 Trinchera activa, 2 escarpas, 3 morfoalineamientos, 4 Valles, 5 desplazamientos locales, 6 desplazamiento regional, y 7 mecanismos sísmofocales (Ibid.).

- **Trinchera Mesoamericana.** Región de densidad máxima de epicentros, con magnitud de hasta 8 grados Richter. El sistema de deformación es compresivo, y solo cambia en la intersección con los sistemas de fractura de Tres Marias, Graben El Gordo, Sistema Rivera, cañones de Petacalco, sistema Orozco y sistema Cliperton. Presenta como característica principal el cambio en el ángulo de subducción (figura 19) y el cambio en el rumbo. Esto último puede deberse al movimiento independiente de las placas y bloques (figura 20).

4.4 Sismicidad en el curso bajo del río Balsas.

El curso bajo del río Balsas, se encuentra inmerso en el Macrobloque de Guerrero, sin embargo, su ubicación dentro de la zona de interacción Cocos Sur- Trinchera Mesoamericana-Bloque Michoacán, ocasionan propiedades sismo-tectónicas particulares (figura 24).

Así, se tienen registrados 18 sismos locales que oscilan de magnitud 3 a 8 grados Richter (fig. 25), en tanto que, 326 sismos regionales (figura 16 y gráfico 2), de los cuales 3 son mayores a los 6 grados Richter, dos de los cuales se originaron en la interacción Trinchera Mesoamericana-cañones de Petacalco (figura 24).

Los sismos regionales presentan una tendencia preferencial de 4-5 grados Richter, con un área de influencia aproximada de 300 km (Figuroa J. 1971). Cabe destacar que la calidad de los sismógrafos y la baja densidad de estaciones sísmicas hacen que los datos sean poco confiables. Un ejemplo de lo anterior es una constante de 33 km de profundidad en todos los movimientos registrados, este dato es falso.

En su relación con los morfoalineamientos, se tiene una información poco representativa, sin embargo 6 epicentros se ubican en zonas que se presume son activas. (Figura 25).

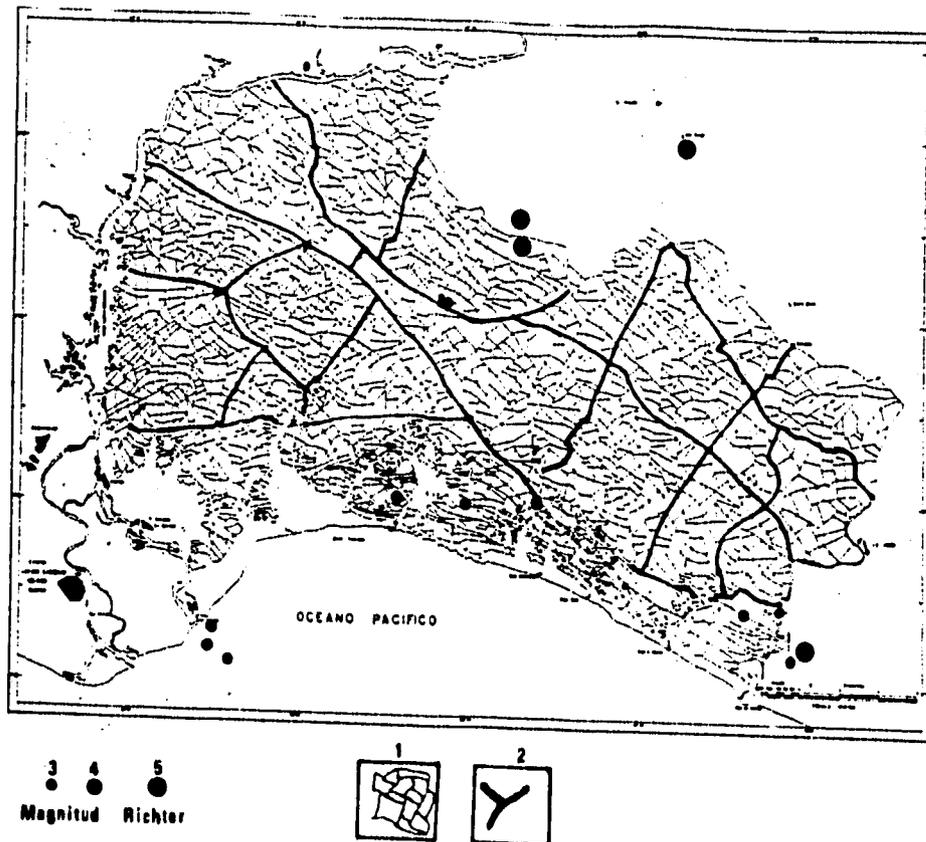


Figura 25. Ubicación de epicentros en el curso Bajo del río Balsas, mostrando la magnitud Richter. 1. Bloques menores, 2. Bloques mayores (preliminares).

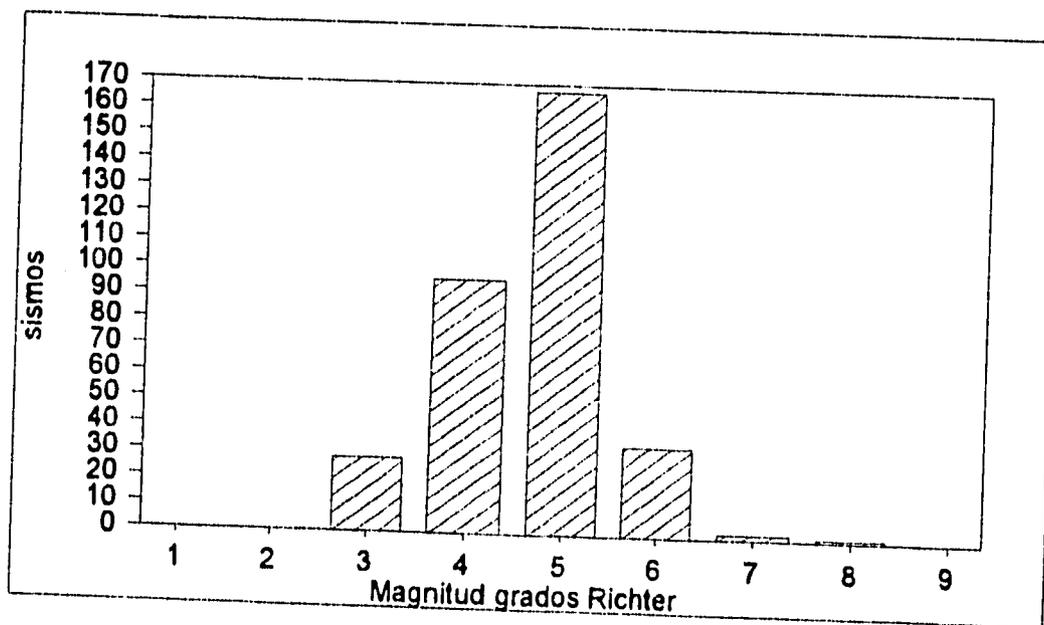


Gráfico 2. Histograma de frecuencia de sismos y su magnitud.

4.5 Conclusión.

La sismicidad local y regional se presenta como uno de los indicadores principales de la neotectónica. Los Macrobloques del suroeste de México presentan características particulares que se diferencian entre sí.

Los parámetros para caracterizar las propiedades sísmicas y su relación con la tectónica son: densidad, magnitud y profundidad de los movimientos telúricos, solución de mecanismos sismo focales, el polo Euler y la dirección de desplazamiento inter y extra placas.

Con base en lo anterior, resultan siete regiones , tres en el relieve oceánico (Placas de Rivera, Cocos Norte y Cocos Sur), tres en el relieve terrestre (Macrobloques de Jalisco, Michoacán y Guerrero) y una región de interacción entre estos dos grupos (Trinchera Mesoamericana).

Se apoya la teoría de la formación de pequeñas estructuras (bloques) en el suroeste de México, se propone la existencia de regiones de sutura interbloques (regiones Trinchera Mesoamericana- Cañones de Petacaico-Río Balsas y Río Balsas- Tepalcatepec).

Debido a la insuficiencia de datos sismológicos, en la región oriental del curso bajo del río Balsas, la cual queda comprendida en el bloque Guerrero, no se logra hacer un estudio más depurado, sin embargo, se puede considerar como un zona generadora de sismos, ya que en ella se han registrado 3 sismos de magnitud superior a 6 grados Richter, que han tenido un área de influencia superior a los 300 kilómetros, siendo el sismo de el 10 de diciembre de 1994 el último de éstos, con una magnitud de 6.2 grados Richter.

V GEOMORFOLOGÍA.

El presente capítulo, tiene por objeto identificar la relación entre la estructura geológica y el relieve con fundamento en la génesis, evolución y procesos modeladores, cuyo fin es la evaluación del territorio en función de la morfogénesis, lo cual sirve de base para el estudio morfotectónico de bloques.

5.1 Criterios para la evaluación morfogenética.

En el mapa morfogenético se representan todas las unidades morfogenéticas con base en la jerarquía, génesis, edad y grado de reelaboración exógena, tomando como fundamento los dos tipos principales de procesos formadores del relieve: endógenos y exógenos (Díaz, D. 1986).

La esencia sobre el fundamento del mapa morfogenético, consiste en tomar como factor diferenciador de las unidades la génesis tectónica y la estructura geológica. La clasificación del relieve parte de la premisa de dar una preferencia básica a las fuerzas endógenas en el proceso formador del relieve, tomando como base los factores morfogenéticos de Derrau (1970): tectónicos, erosivos y litológicos.

Así, el análisis cualitativo y cuantitativo de las formas del relieve permite caracterizarlo en función de la relación existente entre la génesis tectónica y la estructura geológica. Este análisis consiste en la elaboración de seis cartas temáticas (altimetría, superficies de nivelación, densidad y profundidad de la disección, jerarquía fluvial y morfoalineamientos) y seis secciones geomorfológicas (dos longitudinales y cuatro transversales).

5.2 Mapa altimétrico.

Tiene por objeto expresar de manera inmediata y clara el relieve en su totalidad, denotando los contrastes altitudinales para la identificación de las principales estructuras tectónicas, caracterización del relieve, identificación de alineamientos y direcciones preferenciales de las unidades del relieve. Se confecciona mediante un muestreo sistemático (Simonov, 1977, citado en Zamorano O. 1990), de alturas absolutas en los puntos de intersección de las coordenadas UTM. Se obtuvieron para el área de estudio 731 datos (el punto de menor altitud es de 0 metros y el de máxima altitud es de 1190), con los cuales se elaboran cinco de histogramas con rangos de altitud variables.

Los histogramas se elaboran con rangos escogidos al azar (5, 8, 10, 15 y 18) Figura 26. Con base en lo anterior, la gráfica E representa claramente el territorio del curso bajo del río Balsas, ya que, comparando las gráficas A, B y C se obtiene una imagen exageradamente simplificada del relieve, en tanto que el histograma D muestra una subdivisión de rangos de altitud que no permiten una apreciación general del relieve.

El histograma E de 15 rangos (fig. 26 - E), muestra una distribución homogénea de los intervalos de distribución lenticular (comparado con la campana de distribución de Gauss).

Cabe destacar que, debido a que el objeto primordial de la investigación es una identificación de las formas estructurales en los diferentes pisos altitudinales, se cree conveniente el subdividir el rango de altitud menor a 80 metros, ya que representa más del 30% del total de la muestra. Por lo que, el rango 0 - 80 metros queda subdividido en 0-20, 20-40, 40-60 y 60-80. En tanto que los demás rangos conservan un intervalo de 80 metros (Gráfica 3).

Debido a la escasa información de la batimetría del Pacífico, en el área de estudio, no nos permite elaborar un muestreo similar al anterior, por lo que, sólo se presenta la información obtenida.

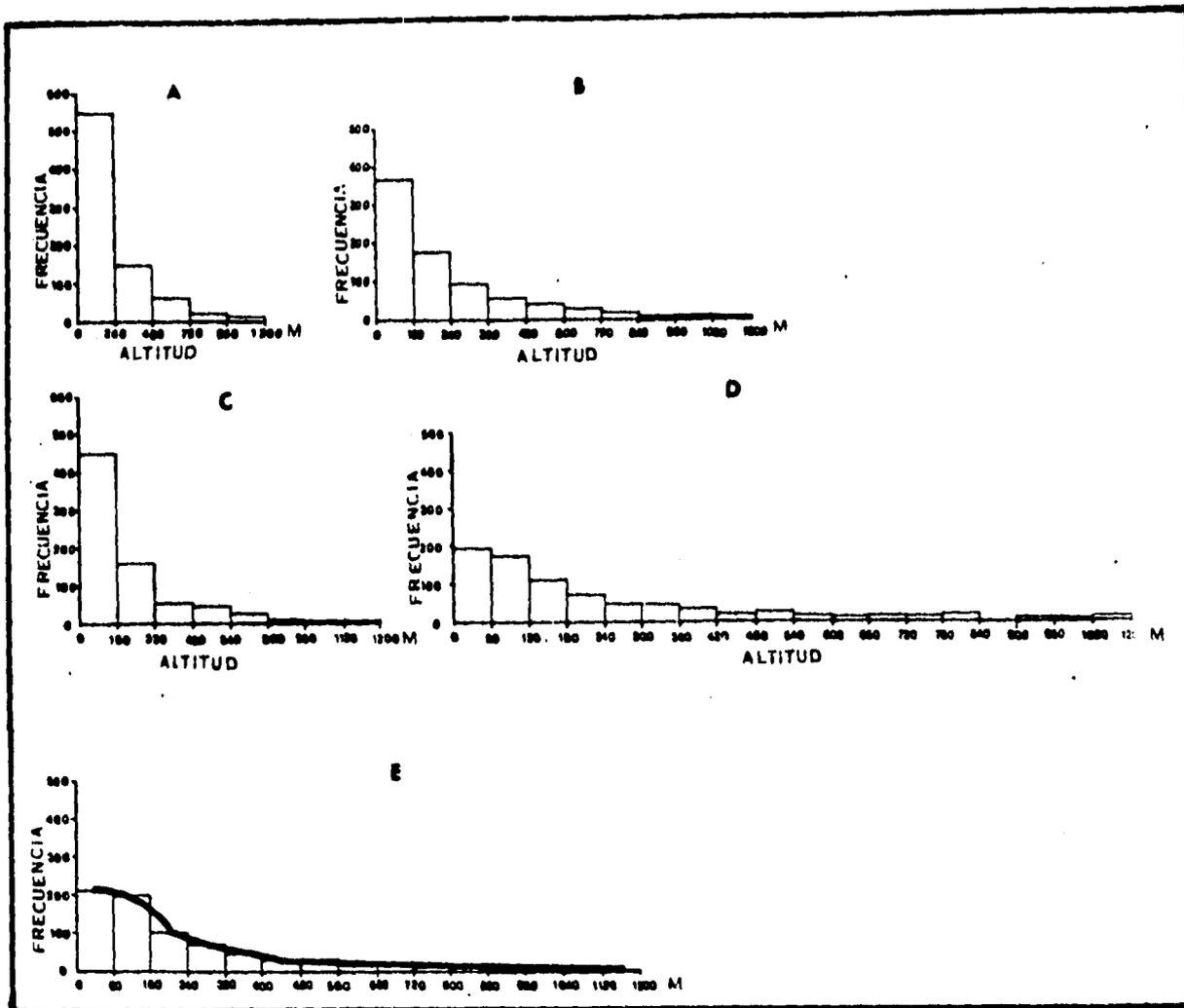
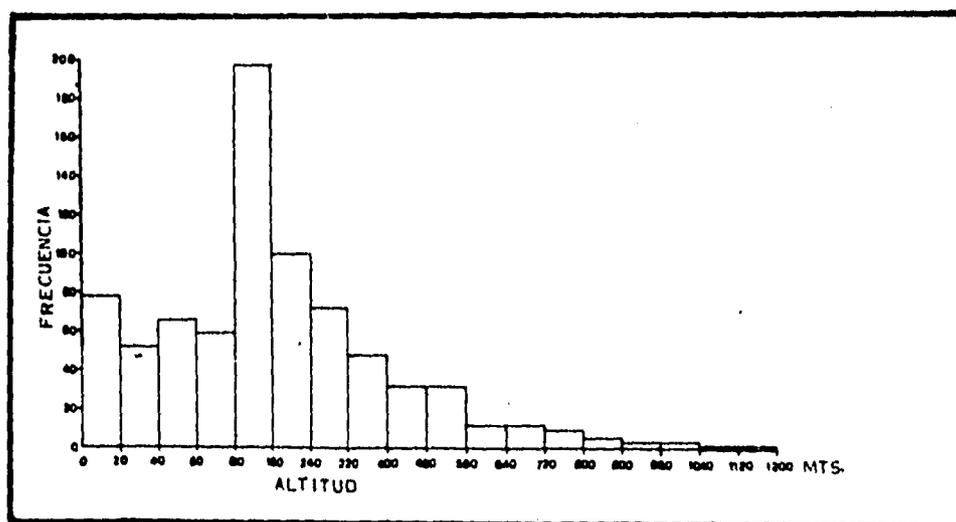


Figura 28. Histogramas de frecuencia con rangos altitudinales de: a) 5, b) 9, c) 10, d) 18, e) 15.



Gráfica 3. Histograma de frecuencia de altitudes, representativo del sector oriental del curso bajo del río Balsas.

Así, se obtienen 4 rangos con intervalo de 20 metros, en tanto que 13 con intervalo de 80 metros, por lo que, los rangos de altitud se conforman de la siguiente manera:

CUADRO 3
Intervalos de frecuencia en rangos altitudinales (en metros)

0 - 20	480 - 560
20 - 40	560 - 640
40 - 60	640 - 720
60 - 80	720 - 800
80 - 160	800 - 880
160 - 240	880 - 960
240 - 320	960 - 1040
320 - 400	1040 - 1120
400 - 480	1120 - 1220

Con dichos rangos se elabora el mapa altimétrico, en el cual, debido a la imagen sintética que se tiene del territorio, se identifican tres regiones:

A) Región de montaña

B) Región de premontaña

C) Región de llanura

5.2.1 Caracterización del mapa altimétrico.

A) Región de montaña. Con altitudes superiores a los 400 metros y desniveles topográficos de 800 metros, esta zona se forma de las cimas y laderas de los principales sistemas orográficos regionales, cerro Las Águilas (1190 metros), Sierra Benitez (980 metros), Sierra Limón (880 metros) y el sistema Vista Hermosa (680 metros), comprende la divisoria de aguas que es uno de los principales morfoalineamientos regionales (con dirección NNE-SSW y NNW-ESE).

Dichos sistemas se encuentran desmembrados por ríos montañosos (ríos Feliciano, Limón, Sorcua y Benitez), los cuales cortan a las estructuras de forma transversal con dirección N-S. La pendiente del terreno es mayor al 40%, por lo que los procesos son esencialmente erosivos (figura 27).

B) Región de premontaña. Comprende aproximadamente, de la curva de nivel de 80 metros hasta la curva de nivel de 400 metros. Formada por una serie de elevaciones menores disecadas (cerro El Platano con 240 metros, cerro Pochero 320 metros, loma La Abeja 420 metros y cerro La Higuera 480 metros). Dichas elevaciones presentan alineamientos generales N-S.

Pendientes que oscilan entre 18% y 60% son características. Los sistemas fluviales se encuentran bien constituidos y disecan al sistema de elevaciones menores, de los que resaltan el río Sercua, Feliciano y Papayo, de los cuales, los dos primeros presentan dirección NW-SE, en tanto que el tercero NEN-SWS (figura 27).

C) Región de llanura. Se caracteriza por presentar elevaciones menores a los 60 metros de altitud. La pendiente del terreno es menor al 5% lo cual favorece los procesos de acumulación fluvial, marino y deltaico.

Las llanuras fluviales corresponden a los depósitos del río Feliciano, Petacalco, Sercua y Papayo, en tanto, los deltas principales son el Balsas y La Unión (límite occidental y oriental del área de estudio).

Así, las regiones hipsométricas están en relación con los impulsos tectónicos, siendo débiles en la región de llanura, de débiles a moderados en la premontaña y de moderados a fuertes en la montaña. Los rangos de diferenciación altitudinal (en la montaña de 800 metros, en la premontaña de 400 metros y en llanura de 80 metros), permite hacer una subdivisión preliminar de categorías del relieve y piso altitudinal: Montañas medias (< 1200 m), montañas bajas (< 800 m), Premontañas y elevaciones menores (< 400 m), mesetas (80 a 120 m) y llanuras (0 a 40 m).

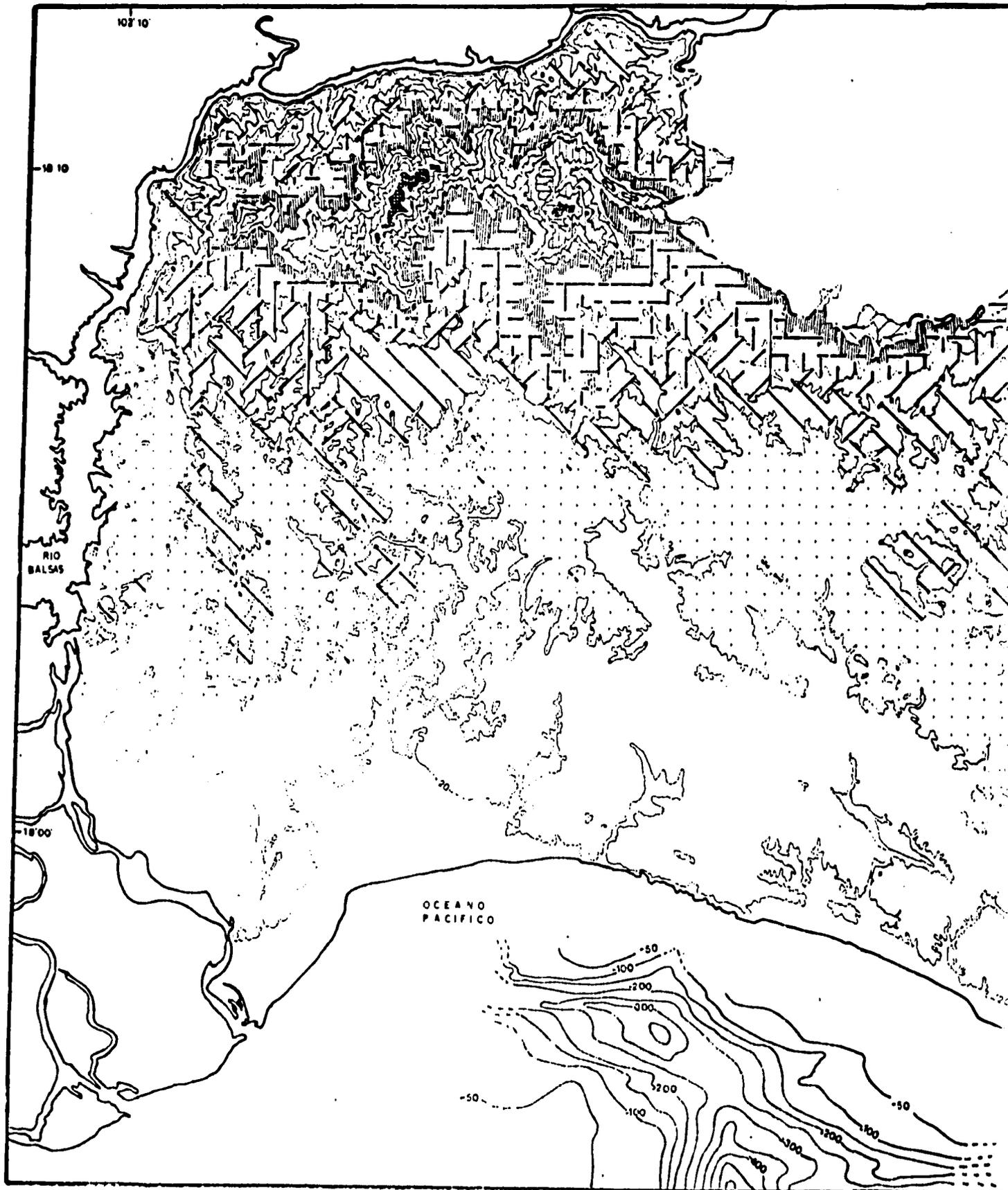
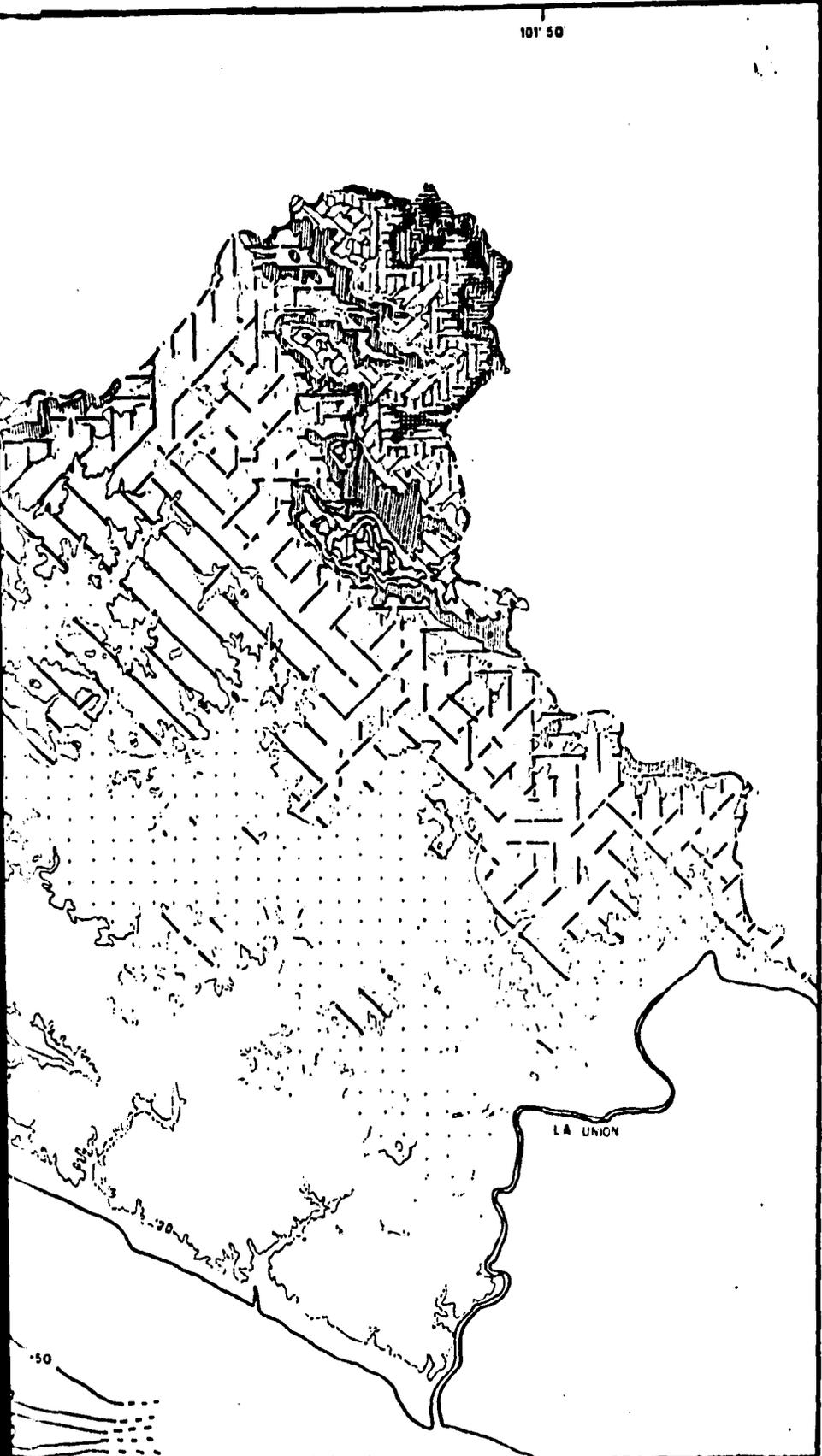


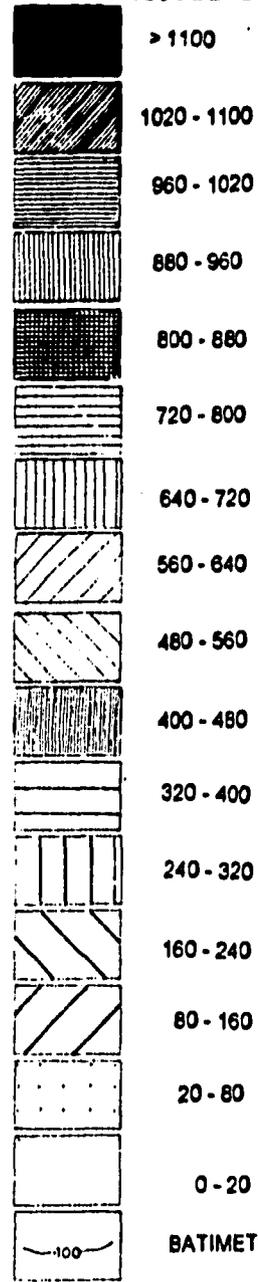
Figura 27. Mapa altimétrico.

101° 50'



MAPA ALTIMÉTRICO

RANGOS DE ALTURAS



50

5.3 Superficies de nivelación.

Una de las principales evidencias de la historia tectónica de una región, se interpreta mediante el estudio de las superficies de nivelación en rocas y estructuras de diversos tipos. Son pequeños remanentes de superficies de erosión producto de la disección (Ollier, 1971). Una superficie de nivelación es una porción nivelada del relieve situada en las montañas y planicies, de génesis diversa (erosiva o acumulativa), representan ciclos de estabilidad (Lugo H. 1989).

El mapa de superficies de nivelación tiene por objeto, identificar los diferentes pisos altitudinales que responden a la dinámica tectónica local. Dichas superficies son un reflejo directo de las etapas orogénicas del relieve.

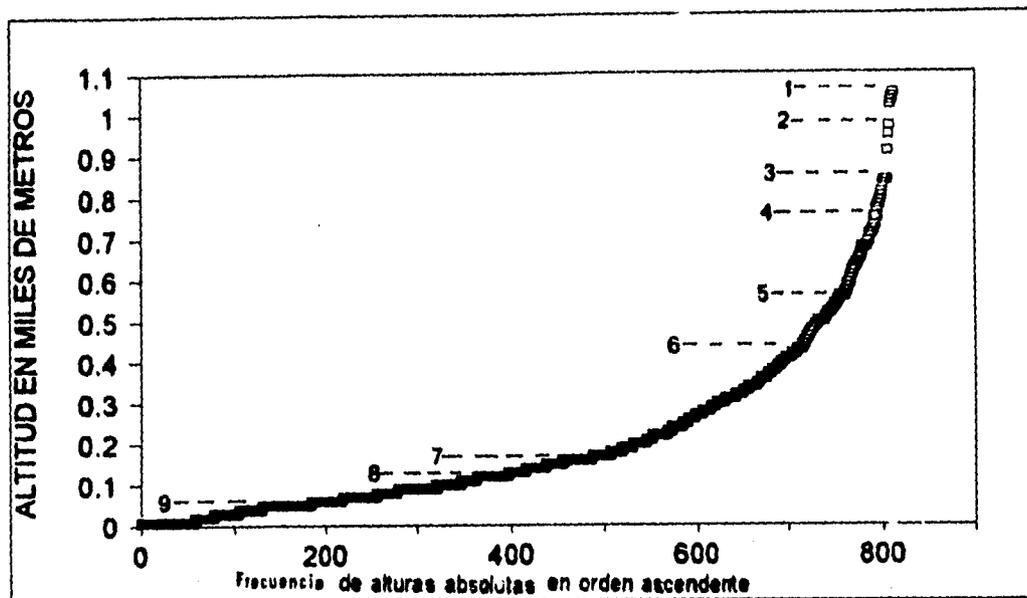
Se parte de la idea de que las superficies de nivelación presentan un área de influencia relevante, son niveles hipsométricos reconocibles por su constante en el territorio, correspondientes a cimas y niveles de base locales y regionales (Gerson, R. et al. 1993).

Gerson D. (*Op. Cit.*), identifica las superficies de nivelación en el rift del Mar Muerto, tomando como base un muestreo sistemático de alturas absolutas de las cimas, niveles de base y rupturas de pendiente en todo el territorio de estudio.

Dichas alturas se gráficán en forma ascendente, identificando de esta manera la moda gráfica, que coinciden con niveles hipsométricos constantes en el territorio. Por lo que, éstas pueden corresponder a cambios climáticos, cambios de niveles de base y estadios de la actividad tectónica, cuya asignación cronológica de estas superficies, permite precisar la evolución morfogenética del relieve.

El mapa de superficies de nivelación en el sector oriental del curso bajo del río Balsas parte de un muestreo sistemático de alturas absolutas en la intersección de las coordenadas UTM. Se obtienen 731 datos de alturas absolutas sobre el nivel del mar.

Se elabora una gráfica (Gráfica 4), donde se confronta altura absoluta (eje Y) contra la sumatoria de los 731 datos en orden ascendente (eje x), para identificar la moda gráfica.



Gráfica 4. Distribución en orden ascendente de la sumatoria de alturas absolutas de los 731 datos obtenidos en el sector oriental del curso bajo del río Balsas. Las líneas discontinuas muestran las superficies de nivelación identificadas (moda gráfica).

La distribución de los datos es exponencial, lo cual nos habla de una región con movimientos tectónicos relevantes, fuertemente afectada por los procesos erosivos, en donde la velocidad del levantamiento y la intensidad erosiva ocasionan que los relictos de superficies de erosión se encuentren desmembradas, aislados y difícilmente reconocibles en el terreno (1 a 4), no así en los niveles 5 a 9.

5.3.1 Caracterización del mapa de superficies de planación.

Con base en la distribución de datos y el análisis de la gráfica 4, se reconocen 9 etapas diferentes de la evolución orogénica local. De las cuales, las superficies 1 (1200 m), 2 (960 m) y 3 (880 m) corresponden al sistema más antiguo de superficies niveladas, lo cual se infiere por lo aislado de éstas y por ubicarse en los sistemas lineales preneotectónicos. Estas superficies corresponden al sistema de montañas medias y bajas (fig. 28).

Las superficies 4 (760 m), 5 (560 m) y 6 (420 m), se presentan en un área relevante (sector norte en la zona de estudio), se encuentran disecadas por sistemas fluviales de cuarto y quinto orden (ríos Sorcua, Feliciano y La Unión), dichas superficies de nivelación corresponden al sistema de premontañas y elevaciones bajas. En tanto, las superficies 7 (120 m), 8 (80 m) y 9 (20 m) son, probablemente, de edad menor a los 6 Ma o cuaternarias ya que se presentan en la cobertura sedimentaria de dicha edad.

Dichas superficies de nivelación permiten presentar un esbozo preliminar de estructuras en bloque de acuerdo con los pisos altitudinales, las cuales se encuentran desmembradas por un sistema de morfoalineamientos regionales (sistemas fluviales de orden superior a cuatro y escarpas con desniveles topográficos de hasta 300 metros) figura 28.

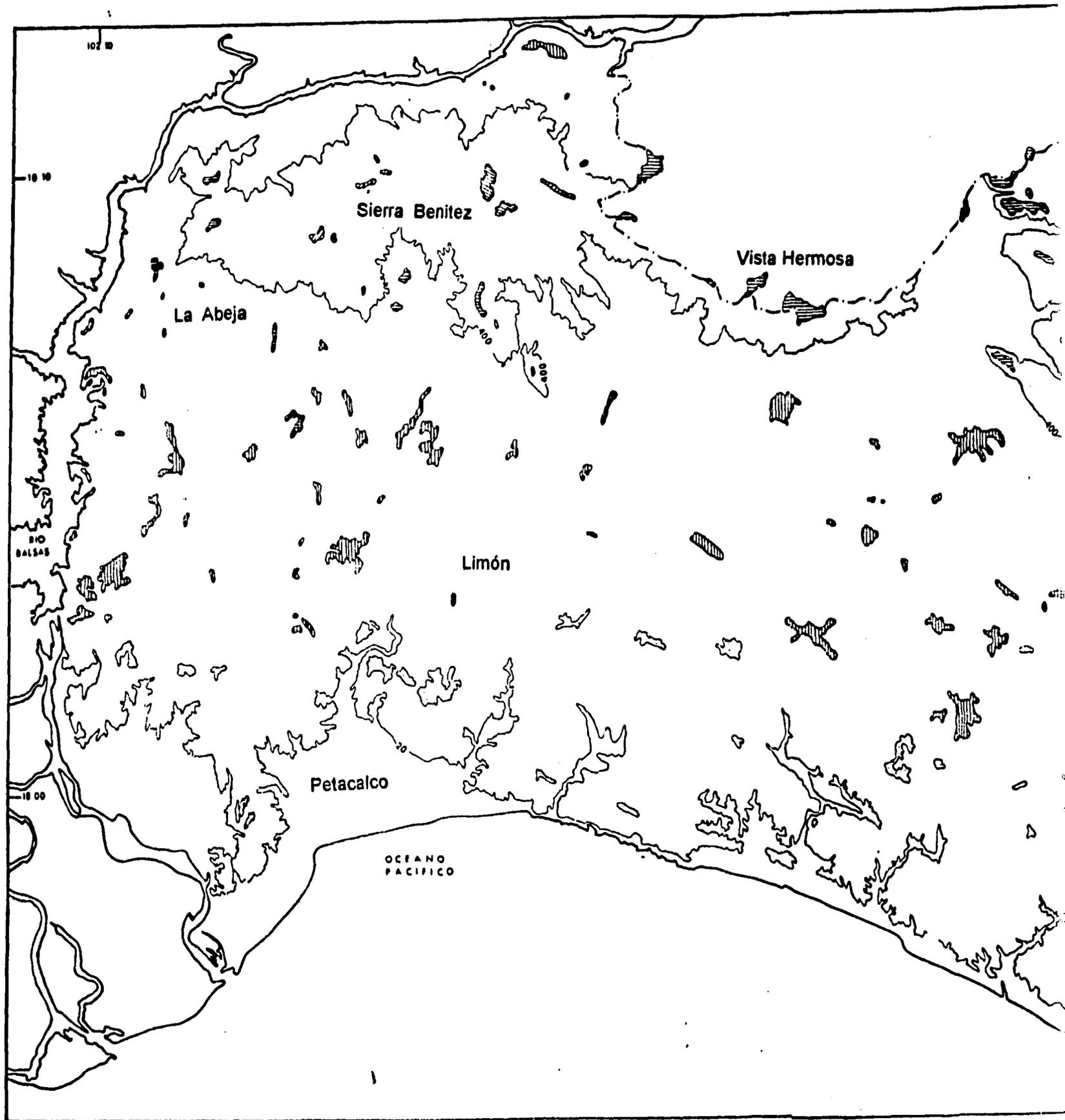
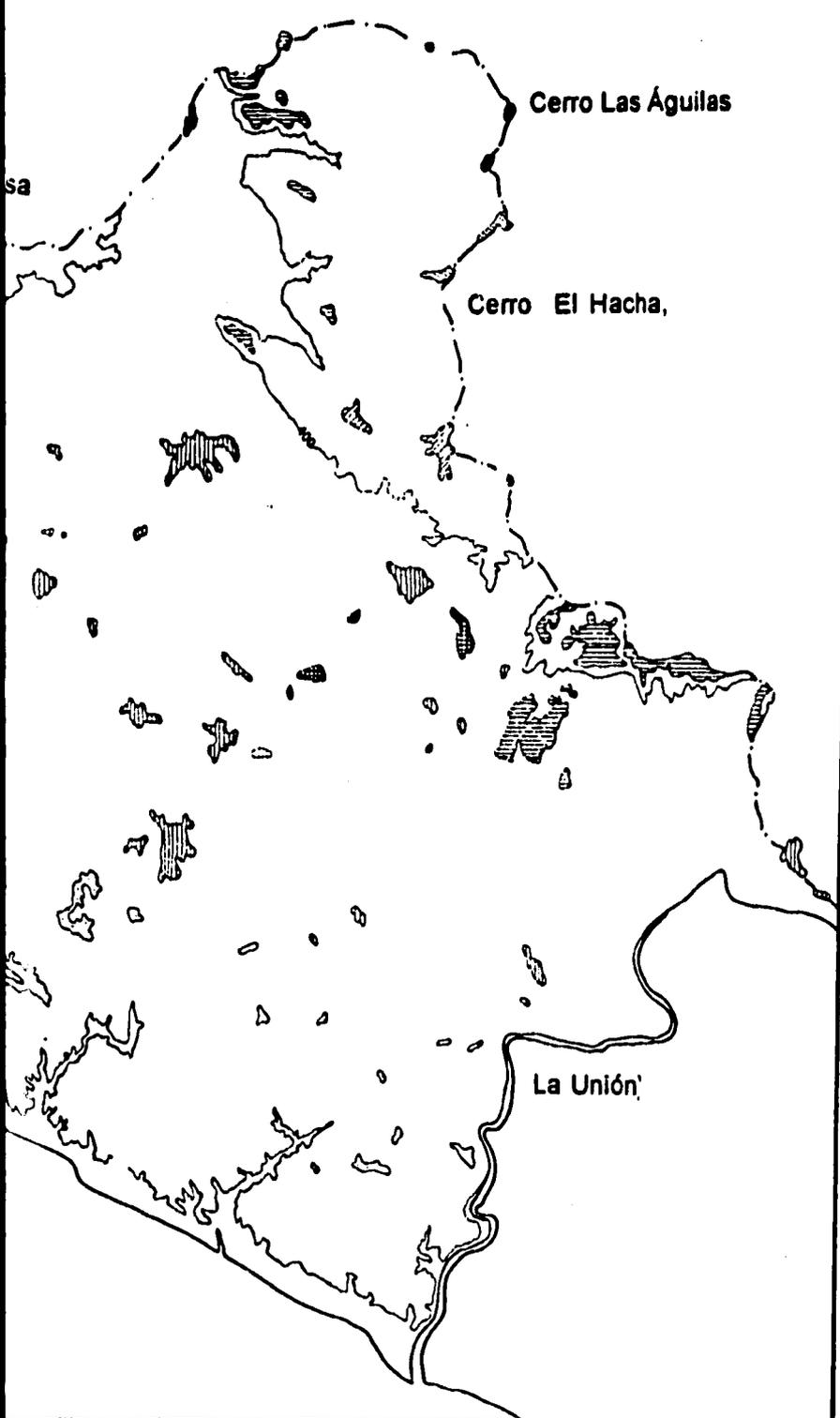


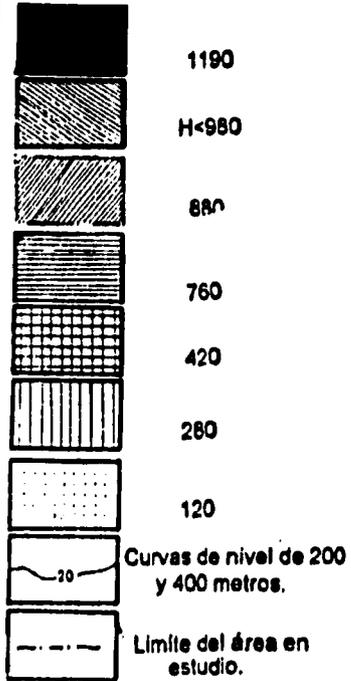
Figura 28. Mapa de superficies de nivelación.

101 50



MAPA DE SUPERFICIES DE NIVELACIÓN

NIVELES



5.4 Densidad de la disección.

El presente mapa muestra la longitud de talwegs en una superficie de terreno. En este estudio se destaca la correlación entre la densidad de disección y las estructuras disyuntivas, debido a que es uno de los principales factores que controlan el desarrollo de procesos erosivos (otros factores son: la ubicación geográfica, litología, pendiente del terreno, precipitación pluvial, vegetación y tipo de suelo).

Se parte de la idea general que cuando los valores son bajos, hay poca influencia de la erosión. En contrapartida, los valores altos indican lo contrario.

El mapa se elabora con base en los criterios de Simonov (citado en Zamorano O. 1990) y Lugo H. (1988), que consisten en encontrar el área adecuada o más representativa del registro o muestreo, considerando previamente:

- Muestreo al azar de la densidad de la disección a diferentes áreas (0.25, 1.0, 4.0, 16.0 y 64.0 cm²). Donde se determina el valor máximo y mínimo de la longitud de fluvios en kilómetros para cada superficie de muestra.
- Se obtienen los valores AN (diferencia de la longitud máxima y la mínima de fluvios) y AP, diferencia entre la densidad máxima de fluvios (Long. Max / cm) y la densidad mínima de fluvios (Long. Min / cm) para cada superficie (cuadro 4).

CUADRO 4

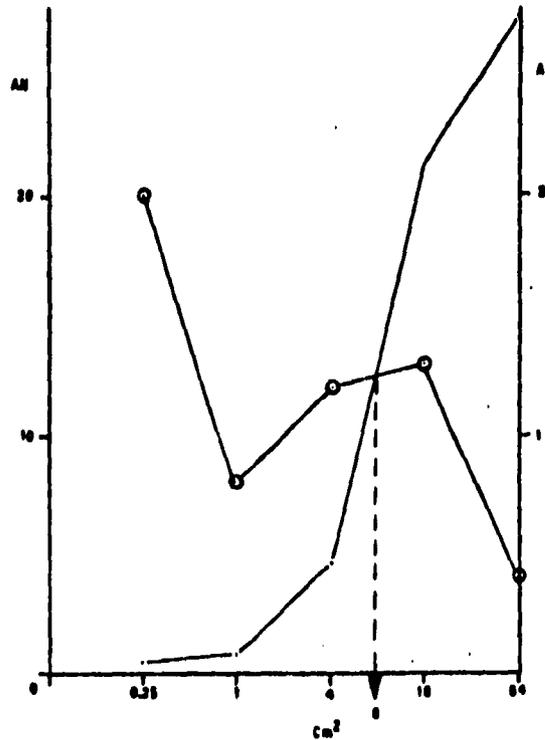
MUESTRAS DE LONGITUD DE CORRIENTES PARA DISTINTAS UNIDADES DE SUPERFICIE

Tamano de la muestra en cm	Longitud de corrientes en KM	
	Maximo	Minimo
0.25	0.5	0
1	3.3	2.5
4	10.1	5.4
16	39.2	17.9
64	81	53.6

Analisis aritmetico de los valores "AN" y "AP"

Superf. (cm)	Muestras		AN	Max/cm	Min/cm	AP
	Maximo	Minimo				
0.25	0.5	0	0.5	2	0	2
1	3.3	2.5	0.8	3.3	2.5	0.8
4	10.1	5.4	4.7	2.5	1.3	1.2
16	39.2	17.9	21.3	2.45	1.1	1.3
64	81	53.6	27.4	1.2	0.8	0.4

- Se confrontan estos valores en una gráfica en donde, el eje de las "X" representa a el área de muestreo, en tanto el eje de la "Y" la relación AN-AP, obteniéndose así, un área de muestreo de 2.25 Km², la cual está en función del objetivo central de la investigación: "buscar la relación entre la estructura geológica y la geomorfológica". (gráfica 5).



Gráfica 5. Relación entre los valores AN y o AP, donde se obtiene el área de muestreo para la elaboración del mapa de densidad y profundidad de la disección

Así, se compilan las muestras en cada 2.25 Km². Dividiendo la longitud de cauces en el área muestra, interpolando los valores resultantes para trazar isolinneas de densidad de la disección, siendo los siguientes:

CUADRO 5
Valores de densidad de la disección (en km/km²)

- 1.7
- 2.6
- 3.5
- 4.4
- 5.3
- 6.2
- 7.1
- 8.0
- 8.8
- 9.7

5.4.1 Caracterización de la densidad de la disección.

Los valores de la disección guardan una relación directa con la regionalización general del relieve, morfología de laderas y principales sistemas de fracturas.

Los valores mayores (8.0) corresponden con los valles fluviales (Sorcuá, Feliciano y Limón) y las laderas de montaña (sistema Benítez, Vista Hermosa y Las Águilas), así como en regiones donde los sistemas de fracturación son más densos, con dirección preferencial W-E (región de Petacalco y curso bajo del río Feliciano) y sector noreste, correspondiente a la zona de premontaña constituida de granito y andesitas densamente fracturadas y falladas, (figura 29).

Asimismo, con orientación NE- SW, correspondiente a los sistemas tectónicos disyuntivos, reflejo directo del régimen subductivo en la trinchera Mesoamericana, así como a las regiones de impulsos tectónicos fuertes y moderados. cabe destacar que la configuración de las isolíneas de densidad de la disección se corresponden con los pisos altitudinales identificados (preferencialmente aquellos ubicados en el sector occidental del área de estudio), sin embargo, la relación entre la distribución de las isolíneas de densidad de la disección y los impulsos tectónicos disminuye al alejamos de éste sector (figura 29).

Lo anterior, puede deberse a que el régimen tectónico de impulsos verticales predomina en el sector occidental del área de estudio, en tanto en el centro y este los movimientos laterales son más relevantes. Además, la distribución de las isolíneas se vincula con la subdivisión preliminar de las categorías del relieve (montañas, premontañas, elevaciones bajas y llanura), con la estructura litológica (andesitas y granitos con valores de la disección menor a los 7.6 y calizas y conglomerados con valores de la disección menor a 8 km, y areniscas con densidad de la disección entre 1.7 a 5.4).

Valores inferiores, menores a 4.0, se concentran en la región de llanura o divisoria de aguas, regiones de depósito de los sistemas fluviales principales (Petacalco, Sorcuá, Limón, Balsas y La Unión), y regiones con morfología plana (cimas de montaña y mesetas).

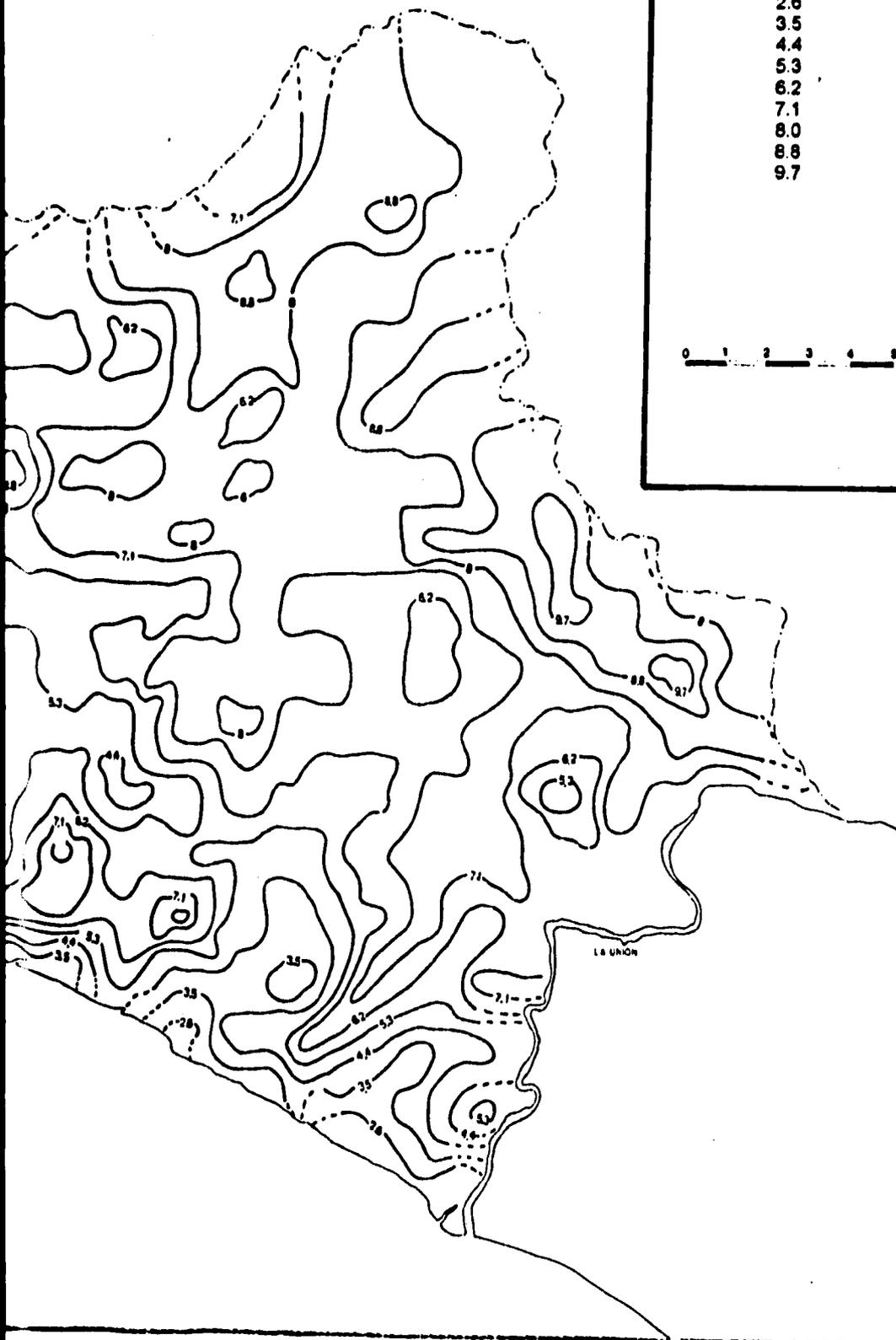
Los valores intermedios (5.6 a 7.7) están condicionados por la litología (presencia de andesitas), por los pisos pluviales (curva superior a los 400 metros con precipitaciones mayores a los 1100 mm) y a las condiciones generales de vegetación (selva tropical caducifolia).

101° 00'

**MAPA DE DENSIDAD DE
LA DISECCIÓN.**

ISOLINEAS KM/KM²

- 1.7
- 2.6
- 3.5
- 4.4
- 5.3
- 6.2
- 7.1
- 8.0
- 8.8
- 9.7



5.5 Profundidad de la disección.

El mapa de la profundidad de la disección tiene por objeto mostrar el valor, en metros, del corte erosivo de los valles, cuyos valores altos se relacionan con la litología y los sistemas de fracturación, destacando el grado de reelaboración del relieve, siendo el grado de reelaboración un nivel de la clasificación morfogenética..

La estructura de la rocas, así como las estructuras primarias y secundarias (diaclasas, fracturas y fallas), permiten desarrollar corrientes fluviales a lo largo de estas zonas de debilidad, conjugado con la pendiente del terreno, la cubierta vegetal y el volumen y carga de las corrientes.

La metodología es propuesta por Lugo H. (1988) y Simonov, Y. (en Zamorano O. 1990), y consiste en:

- Muestreo sistemático de la profundidad de la disección en áreas de 2.25 km² (la malla de captura de los valores de profundidad es similar a la del el mapa de densidad de la disección).
- compilación de el valor de la profundidad de la disección, se obtiene de la medición a partir del talweg (en línea vertical) hasta el borde superior del valle o ruptura principal de la pendiente (García R. 1993).
- Con base en el muestreo, se determinar el rango de los valores de la profundidad de la disección que son:

CUADRO 6

Valores de profundidad de la disección.

0 - 20 metros
20 - 40 metros
40 - 60 metros
60 - 70 metros
70 - 80 metros
80 - 100 metros
> 100 metros

5.5.1 Caracterización de la profundidad de la disección.

Los valores máximos de la profundidad de la disección (mayor a 80 metros) se ubican en las regiones límites de las estructuras montañosas, paralelos a los sistemas fluviales principales con dirección NW-SE y NNW-SSW , los cuales corresponden a límites de bloques y coincide con regiones de levantamientos tectónicos moderados y fuertes (el desnivel hipsométrico es superior a los 400 metros, figura 30).

Asimismo, dicha orientación responde a los sistemas de fracturación perpendiculares a la trinchera Mesoamericana y paralelos al sistema Balsas, el cual es un límite tectónico de gran importancia y que deja ver su influencia al desarrollar sistemas disyuntivos con similar orientación.

Esta última, es transversal a la estructura montañosa, su relación con la densidad de la disección es relevante (río Feliciano, Sorcua y Limón). La cuenca del río Feliciano presenta niveles máximos de profundidad de la disección (mayor a 80 metros), asimismo, las regiones donde se intercectan familias de fallas y fracturas (figura 30).

Cabe destacar que los cambios en la configuración de las isoclinas de profundidad de la disección son más abruptos en la región de mesas y premontaña que en la región montañosa, debido a en esta última se presenta una simplificación de las estructuras disyuntivas (véase el mapa de densidad de la disección y morfoalineamientos del relieve), así como al sustrato litológico, siendo mayor el valor de la profundidad de la disección (80 metros) en los granitos y andesitas que en las calizas y areniscas (menor de 80 metros).

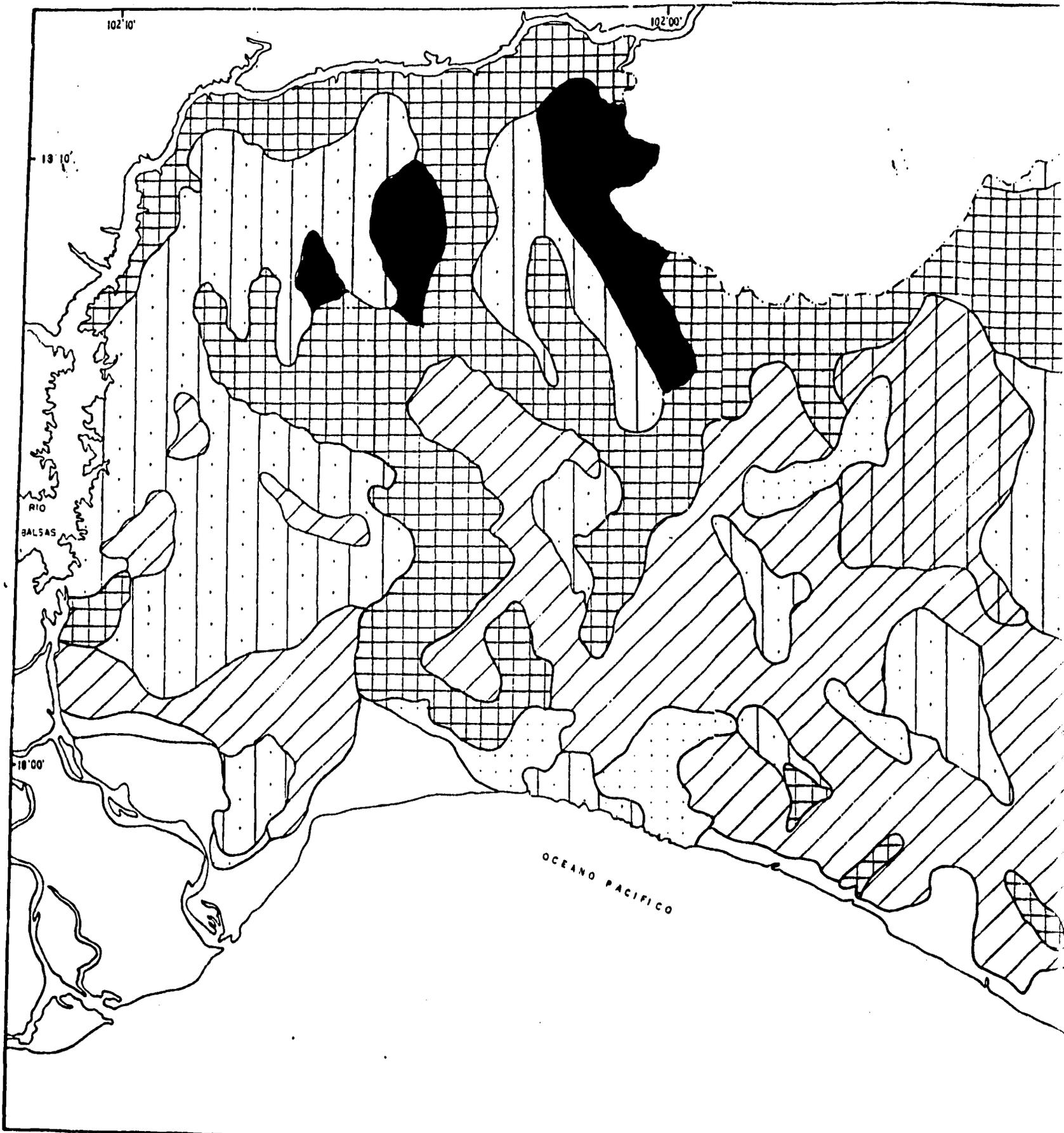
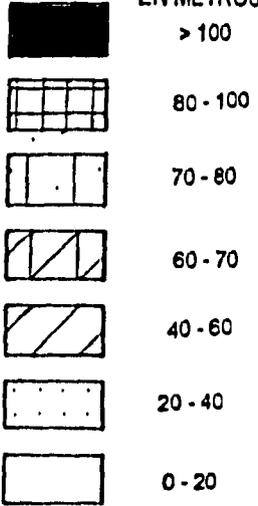


Figura 30. Mapa de profundidad de la disección.

101° 50'

MAPA DE PROFUNDIDAD DE LA DISECCIÓN

EN METROS



> 100

80 - 100

70 - 80

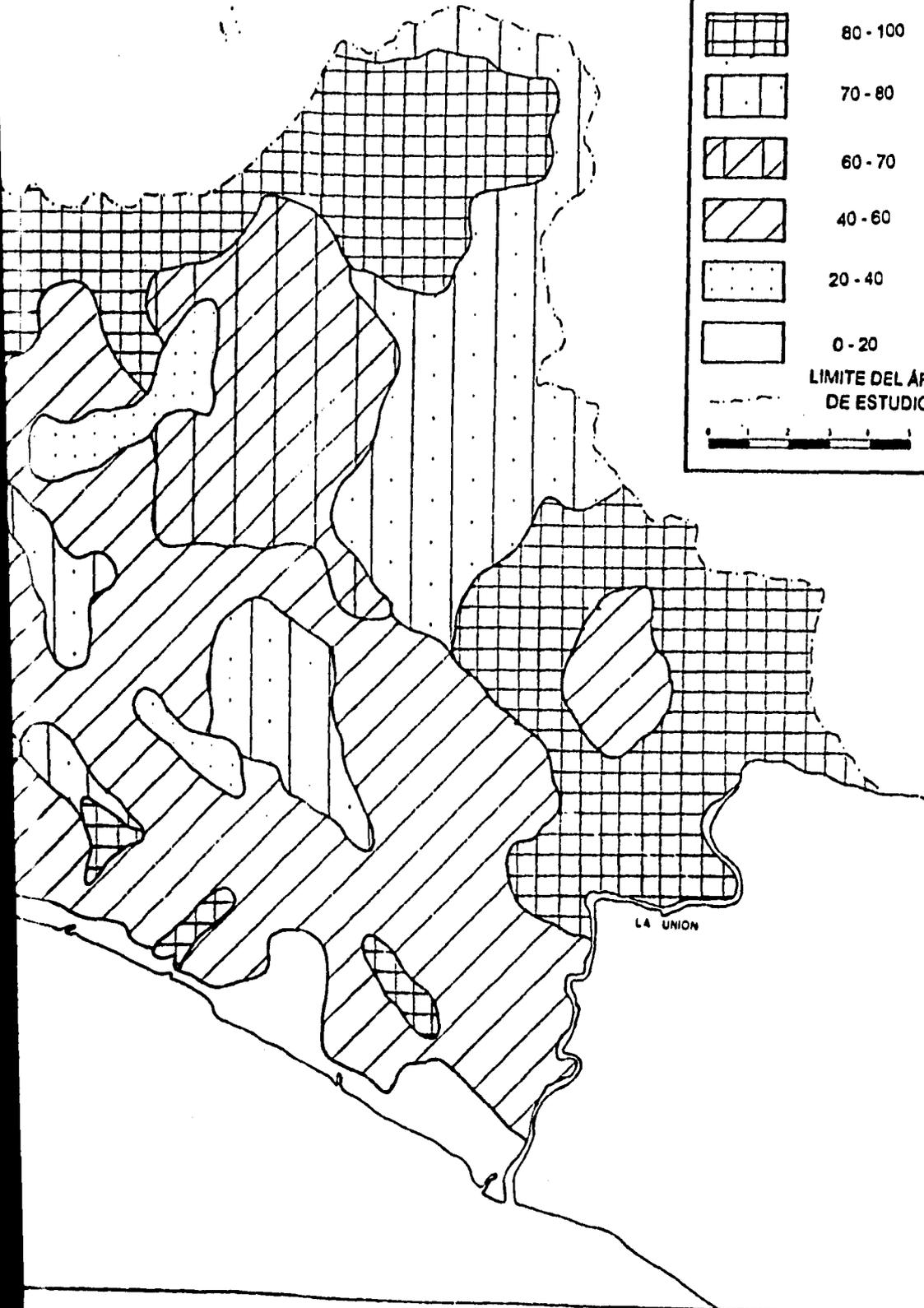
60 - 70

40 - 60

20 - 40

0 - 20

LIMITE DEL ÁREA DE ESTUDIO



LA UNION

5.6 Estudio de la clasificación de ordenes fluviales.

En el estudio del relieve, el análisis de la red fluvial es de primordial interes. Vinculada a los parámetros de densidad y profundidad de la disección, la clasificación de la red fluvial en orden jerárquico, tiene por objeto conocer la relación del relieve con la estructura geológica, destacando el comportamiento tectónico.

La elaboración de mapa de jerarquía fluvial parte de un proceso sencillo:

-Clasificación de las corrientes en órdenes numéricos susentado en la propuesta de Strahler (en McCullagh, P. 1968): los tributarios que no poseen afluentes son de primer orden, las que resultan de la unión de las de primer orden son de segundo, y así sucesivamente.

- Análisis gráfico semilogarítmico, descrito en McCullagh P. (*Op. Cit.*), de la jerarquía fluvial con miras a detectar anomalías en los sistemas fluviales. El método consiste en crear una base de datos por cuenca del número de corrientes por cada orden jerárquico. En donde en el eje X se representa el número de corrientes en escala semilogarítmica con intervalos constantes. En tanto, en la escala vertical o eje Y, se representa el orden jerárquico de las corrientes. Así, el número de corrientes es proporcional entre un orden y otro, presentandose una línea con pendiente semejante entre el orden mínimo y máximo. Cuando no se presenta una constante en la pendiente de la recta, se supone la existencia de una anomalías ocasionadas por la litología, cambios en los niveles de base, la dinámica tectónica prevaleciente y el regimen pluvial.

- Estudio de la configuración de la red fluvial, la cual refleja los principales rasgos de la estructura geológica, tomando como base los criterios de Spiridonov, A. (en Chikischev, A. 1973).

Se parte de la premisa que los ríos elaboran sus valles de acuerdo con los principales elementos estructurales y a lo largo de las zonas disyuntivas más activas, que se reflejan directamente en el relieve (Zamorano, O. Inédito). Los ríos de primero, segundo y tercer orden son principalmente erosivos, en tanto los de cuarto en adelante pueden considerarse con control tectónico-estructural, sumándose los criterios litológicos, de densidad y profundidad de la disección.

Sumado a lo anterior, el análisis de la configuración de la red fluvial nos permite identificar los vínculos existentes entre el relieve y la estructura geológica, para distinguir cuáles zonas poseen un control estructuro-tectónico (Spiridonov A. *Op. Cit.*).

5.6.1 Caracterización.

En el territorio del curso bajo del río Balsas, se identifican 10 cuencas exorreicas, de las cuales, 4 tienen su cabecera a un nivel hipsométrico menor a los 250 metros (Petacalco, Quelete, Terraza y Porota), y son perpendiculares al sistema orográfico principal, (figura 31).

Con red fluvial de tipo dentrítico, en algunos sectores anular (influencia de los cuerpos intrusivos) y cambios bruscos de la dirección del drenaje, la cuenca de Petacalco presenta la principal anomalía que consiste en ser la única de estas cuatro cuencas con ríos de jerarquía seis, así como la presencia de captura de valles, figura 31, cuadro 6 y gráfica 6.

Se presenta como límite tectónico de suma importancia, ya que se presume es una de las continuidades del cañón de Petacalco (se refuerza esta idea con los valores de densidad y profundidad de disección, los depósitos fluviales y por la asimetría de la cuenca).

La cuenca Porota presenta un sistema de drenaje tipo paralelo, con orden máximo de corriente de cuatro, sin embargo, se detecta una anomalía entre el orden dos y tres (gráfica 6), la cual, puede deberse a que la cuenca es truncada por un sistema de fallas y fracturas con dirección NW-SE, lo cual puede desencadenar el desarrollo de valles de primer y segundo orden, (figura 31).

En contraparte, las cuencas de Terraza y Quelete cortan una serie de mesas de morfología plana y semiredondeada, con jerarquía fluvial de cuarto y quinto orden, respectivamente, (figura 31 y gráfica 6). Con una red fluvial característica de las areniscas (dentrítico, las divisorias de agua presentan pendientes suaves). El abrupto cambio de la pendiente entre los órdenes 3 y 5 permite presumir de su importante inestabilidad tectónica, ya que no ha dado pausa a un desarrollo integral de la cuenca.

Las cuencas Chantecuan y Canoa presentan orden jerárquico de los fluvios de sexto orden, ubicadas a un nivel hipsométrico que oscila entre los 560 y 860 metros, figura 31. La red de drenaje se clasifica como rectangular y dentrítico. La existencia de sectores lineales de valles en

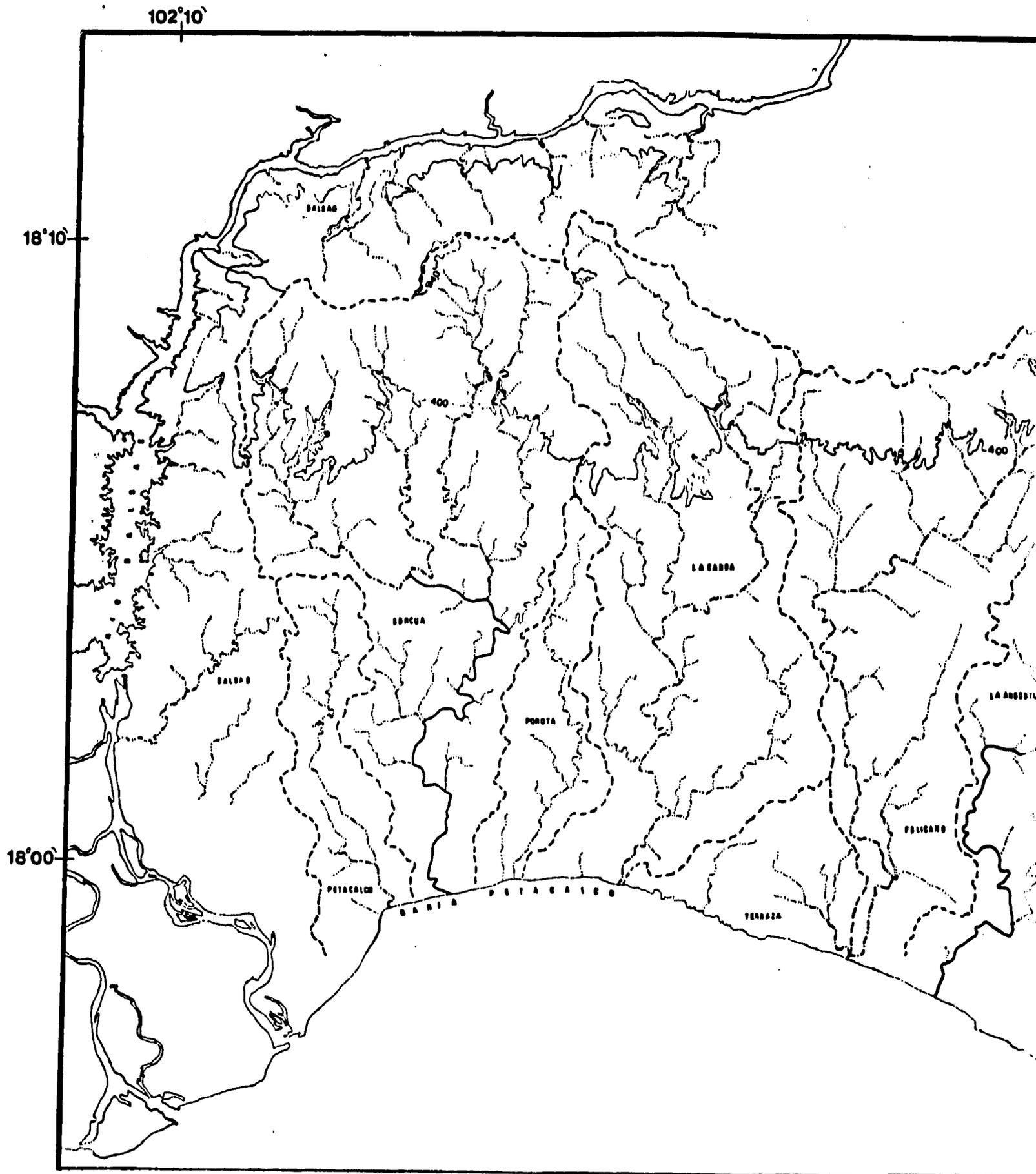
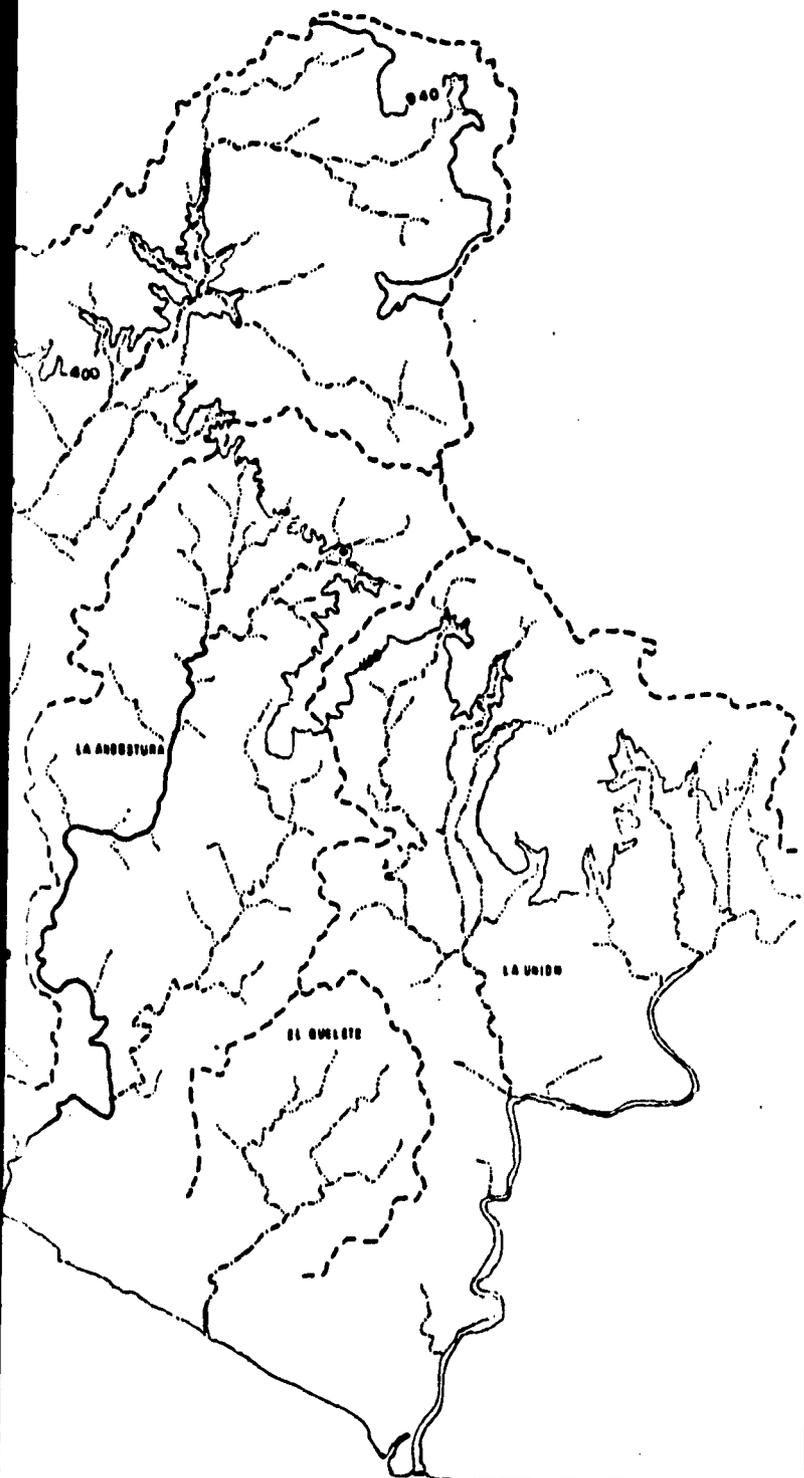


Fig 1 |

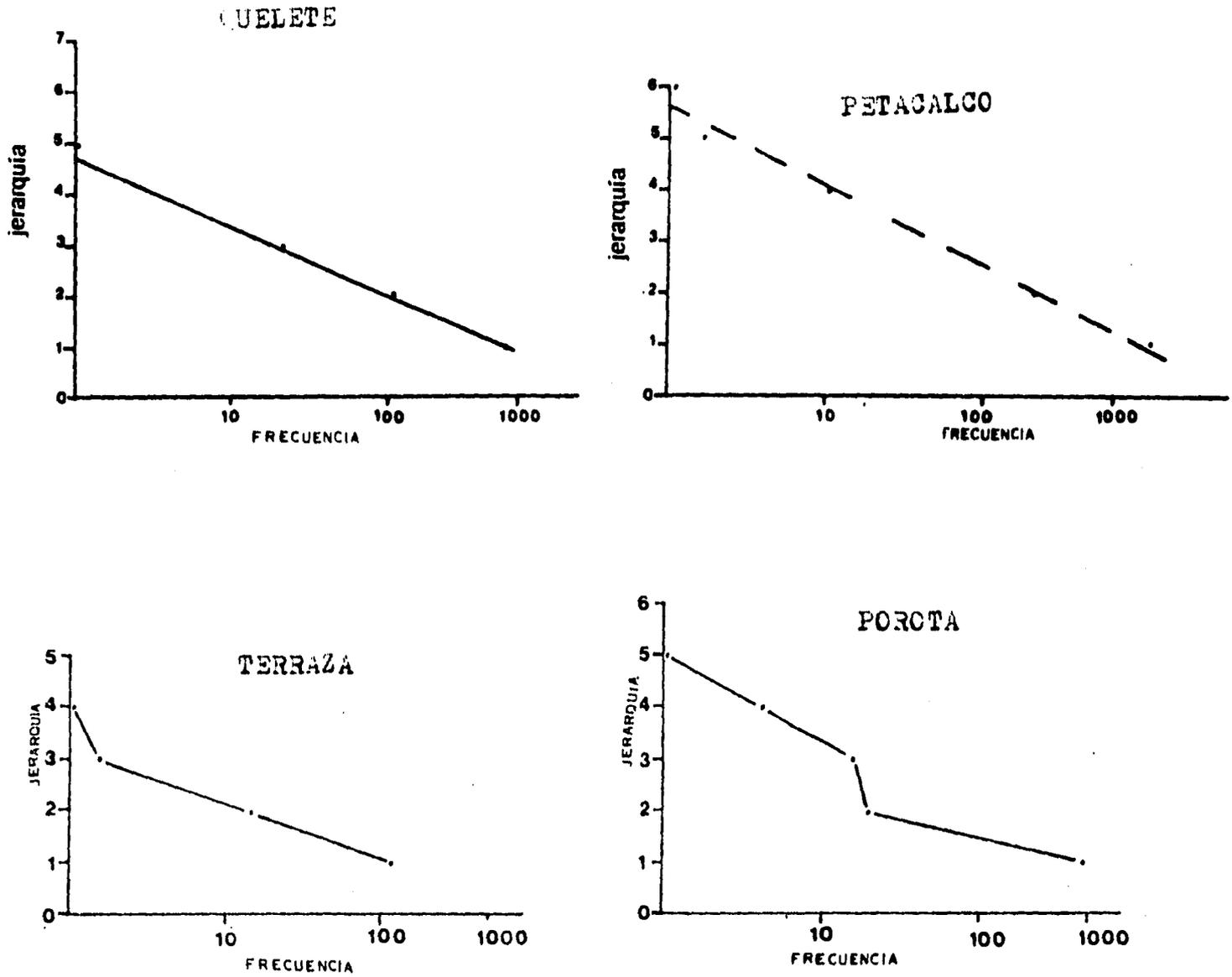
101° 50'

MAPA DE JERARQUÍA FLUVIAL
JERARQUÍA

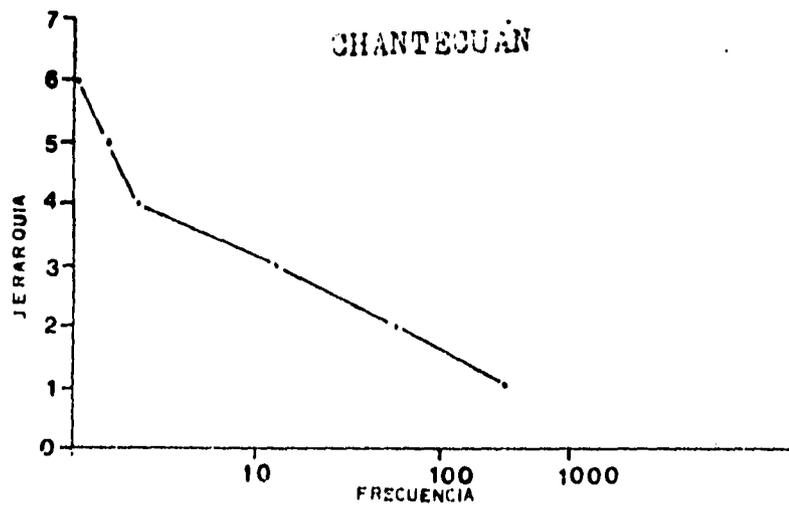
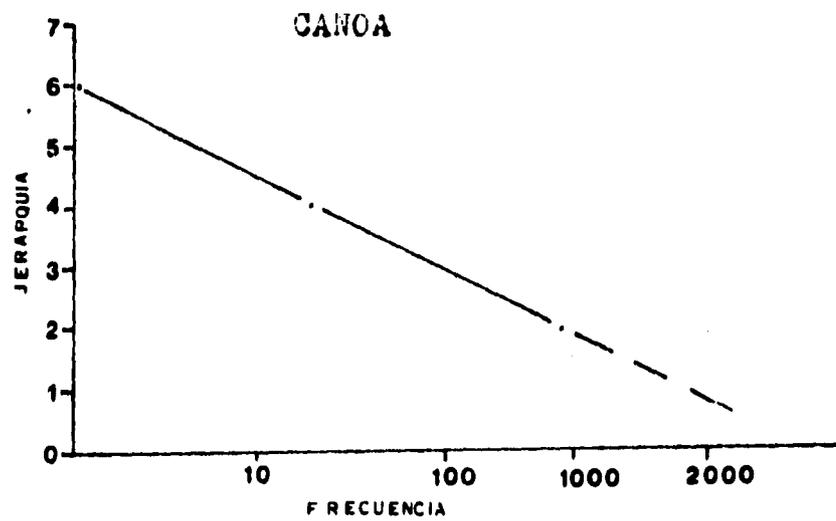
- TRES
- CUATRO
- CINCO
- SEIS
- - - - - LÍMITE DE CUENCAS SECUNDARIAS



dirección NW-SE, NE-SW y N-S nos hacen suponer un importante contral tectónico, ya que los valles presentan morfología en "V" y densidad de la disección mayor a los 8 km.



Gráfica 6. Representación semilogarítmica de la jerarquía fluvial de las cuencas Quelete, Petacalco, Terraza y Porota. El eje X representa el número de corrientes y el eje Y el orden de la jerarquía Fluvial.



Gráfica 7. Representación semilogarítmica de jerarquía fluvial de las cuencas Canoa y Chantecuan. El eje X representa el número de corrientes, en tanto el eje Y el orden de jerarquía fluvial.

La cuenca Chantecuan presenta la máxima anomalía según el método McCullagh. P., gráfica 7, ya que se registra un cambio abrupto entre el orden fluvial 4 a 6. Lo anterior puede deberse al cambio repentino que existe entre la cabecera de la cuenca y el nivel de base, así como a la presencia de escarpas y fallas en dirección perpendicular al escurrimiento, figura 31.

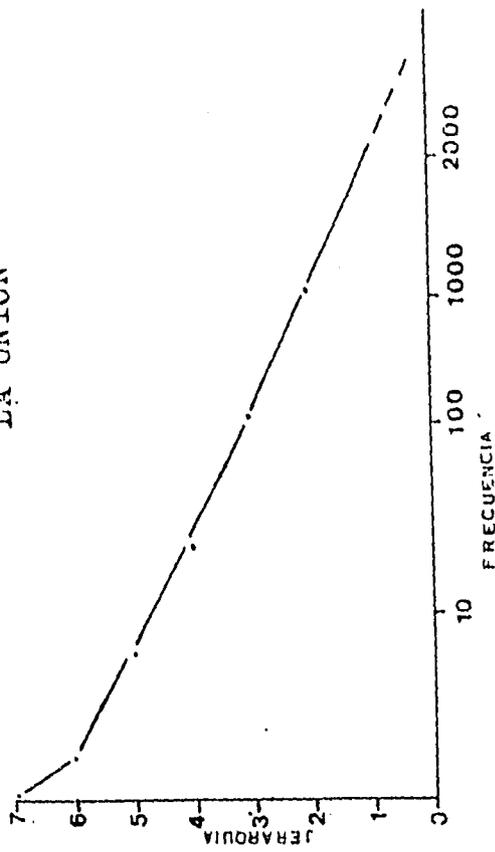
Las cuatro cuencas resultantes (La Unión, La Angostura, Feliciano y Sorcula) presentan como similitud la combinación de sistemas de drenaje en función de las rocas que las componen (dentríptico, anular, paralela, ortogonal y rectangular), así como el orden jerárquico de los cursos fluviales, de séptimo orden (figura 31, cuadro 7 y gráfica 8).

La deflexión de valles (primordialmente en el río Feliciano), sectores lineales con dirección NW-SE y NE-SW muestran el régimen tectónico prevaleciente de tipo lateral y distensivo. La captura de valles, la dimensión de las cuencas, así como la anomalía existente entre las jerarquías fluviales de orden 1 y 2, muestran un largo periodo de la conformación de sistemas bien desarrollados (fig. 31).

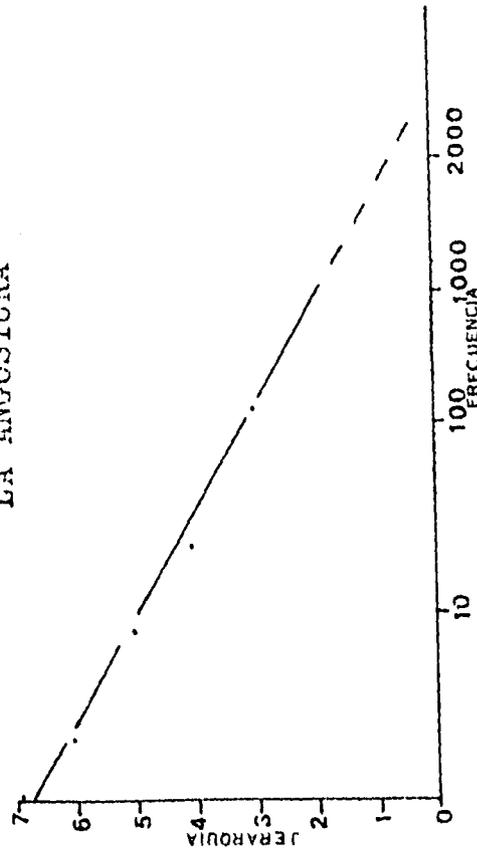
CUADRO 7

CUENCA	ORDEN DE LOS FLUVIOS						
	1	2	3	4	5	6	7
QUELETE	624	121	29	2	1	0	0
FELICIANO	2826	403	237	44	11	1	0
LA UNION	2201	589	113	24	7	2	1
ANGOSTURA	2342	571	115	34	9	3	1
CHANTECUAN	239	73	11	4	2	1	0
TERRAZA	111	26	2	1	0	0	0
CANDA	3339	414	154	35	8	1	0
POROTA	494	32	29	1	0	0	0
SORCUA	4218	332	222	57	10	3	1
PETACALCO	1080	207	42	10	2	1	0

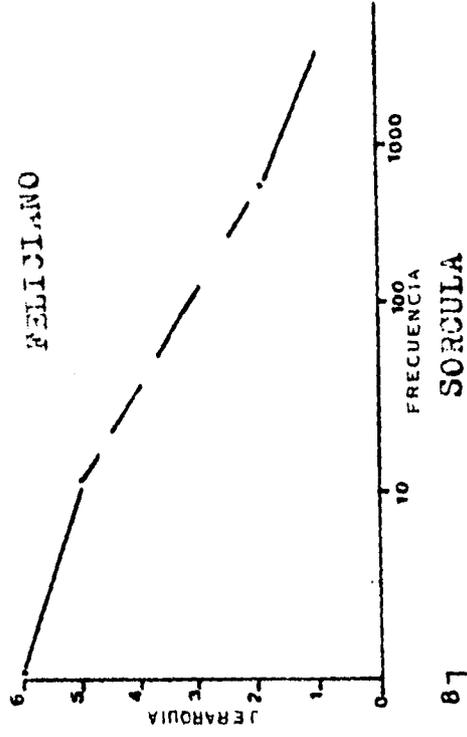
LA UNION



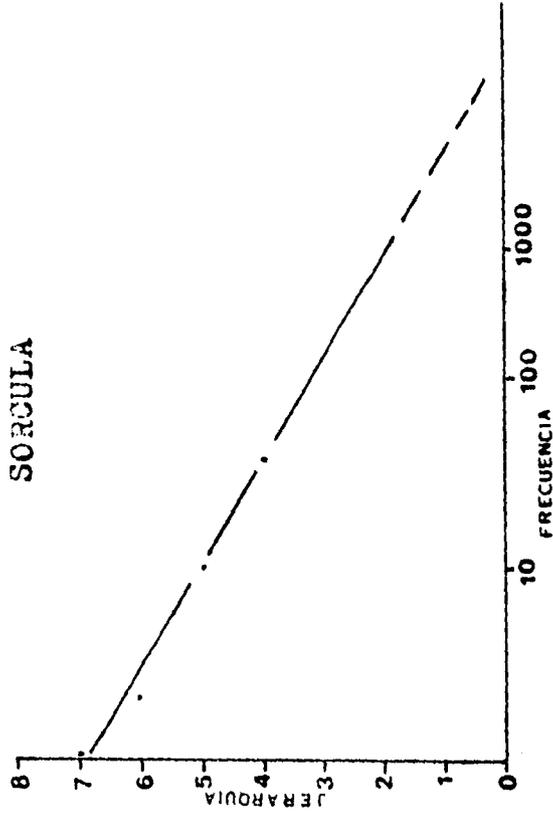
LA ANGOSTURA



FELICIANO



SORCULA



Gráfica 8 Representaciones semi-logarítmicas de jerarquía fluvial de los ríos La Unión, La Angostura, Feliciano y Sorcula. El eje de las 'x' representa el número de corrientes y el eje 'y' el orden de jerarquía fluvial.

FALTA PAGINA

No 70 a la.....

5.7 Alineamientos del relieve.

La carta de alineamientos del territorio tiene por objeto denotar los principales elementos lineales del relieve, proporcionando información de la dinámica tectónica local y regional, a la cual fue y es sometido el territorio.

Muchas fracturas de mediana escala sugieren un patrón geométrico. Costas, divisorias de aguas, montañas, patrones de drenaje, ejes de pliegues, entre otras, son usadas para definir las propiedades geométricas de la superficie terrestre. Según Lugo H. (1989), alineamiento es un elemento del relieve dispuesto en una dirección dominante, cabe aclarar que el origen tectónico no está implícito en la palabra. El estudio de los alineamientos se desarrolla en dos etapas: reconocimiento y caracterización.

El reconocimiento de los elementos lineales del relieve se obtiene mediante la interpretación de fotografías aéreas a escala 1: 50 000 y 1: 10 000, mapas topográficos escala 1:50 000 e imágenes de satélite Land Sat banda 4. Para la interpretación de estos materiales se siguieron los criterios de Orlova (1981) y Davis (1984). En la caracterización de los alineamientos, se sugieren los criterios de Wise et al. (1984).

5.7.1 Mapa de alineamientos.

Debido a la complejidad y diferentes estilos estructurales del curso bajo del río Balsas, se diferencian cuatro familias estructurales. Se parte de los modelos generales de desarrollo de fracturas, tanto primarias como secundarias, para dicha diferenciación.

Las familias de fracturas desarrollan patrones de orientación característicos en función de los esfuerzos que las generan, ya sea compresivos o distensivos. Así, presentan configuraciones espaciales en las cuales se involucran procesos regionales de fragmentación de placas o bloques.

- Sistema de fracturas primario. Caracterizado por un arreglo anular de fracturas ubicado en el sector oeste y centro de el área de estudio, es resultado del enfriamiento diferencial que existe al emplazarse un cuerpo ígneo (figura 32 y figura 33).

Está presente en rocas graníticas y granodioritas y es una estructura primaria (Belousov, 1969, Spiridonov, 1972 y Davis 1984), su reflejo en el relieve se manifiesta en la red fluvial (patrones

anulares y ortogonales), así como en las divisorias de aguas. Se presenta como un carácter litológico de diferenciación erosional.

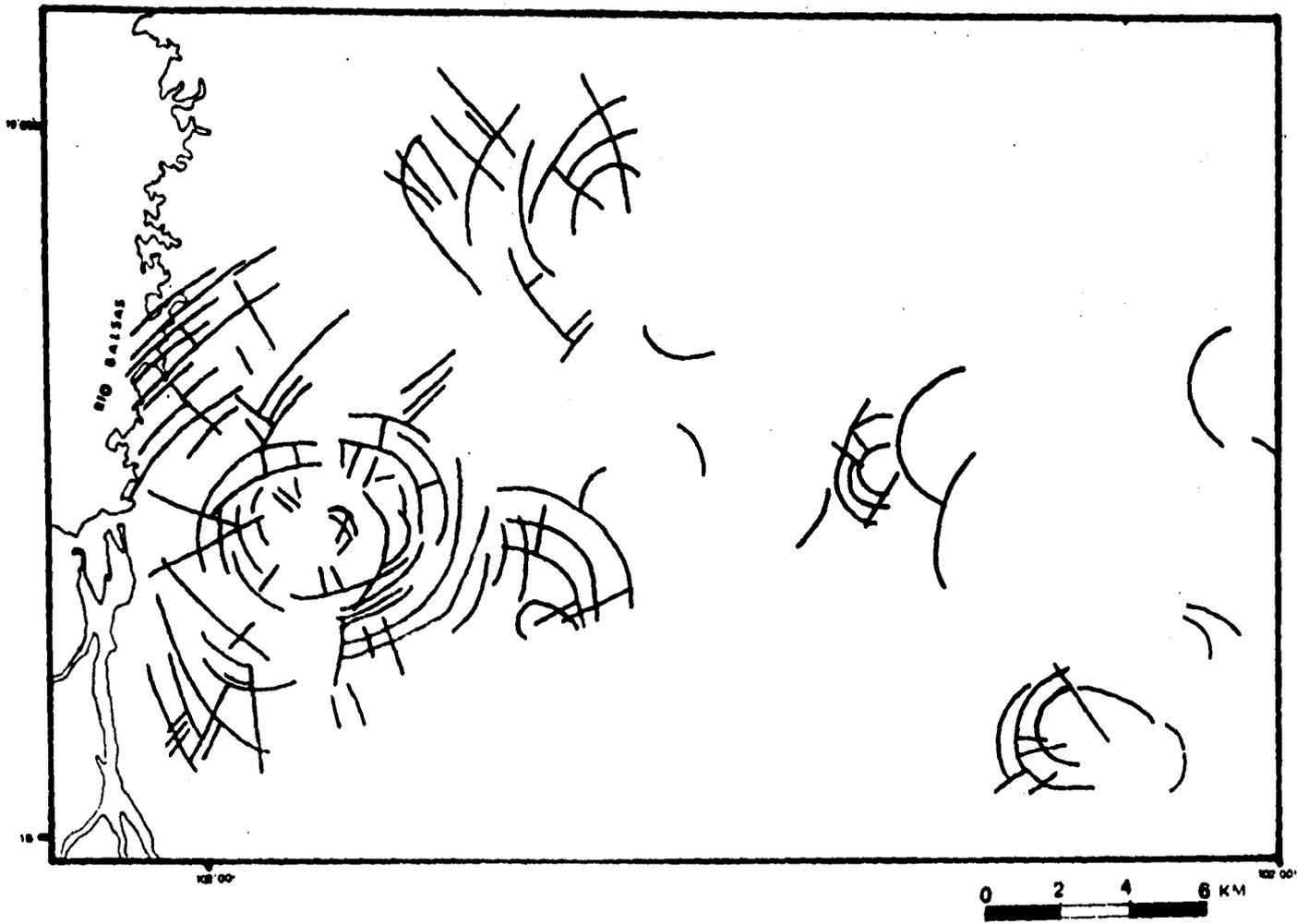
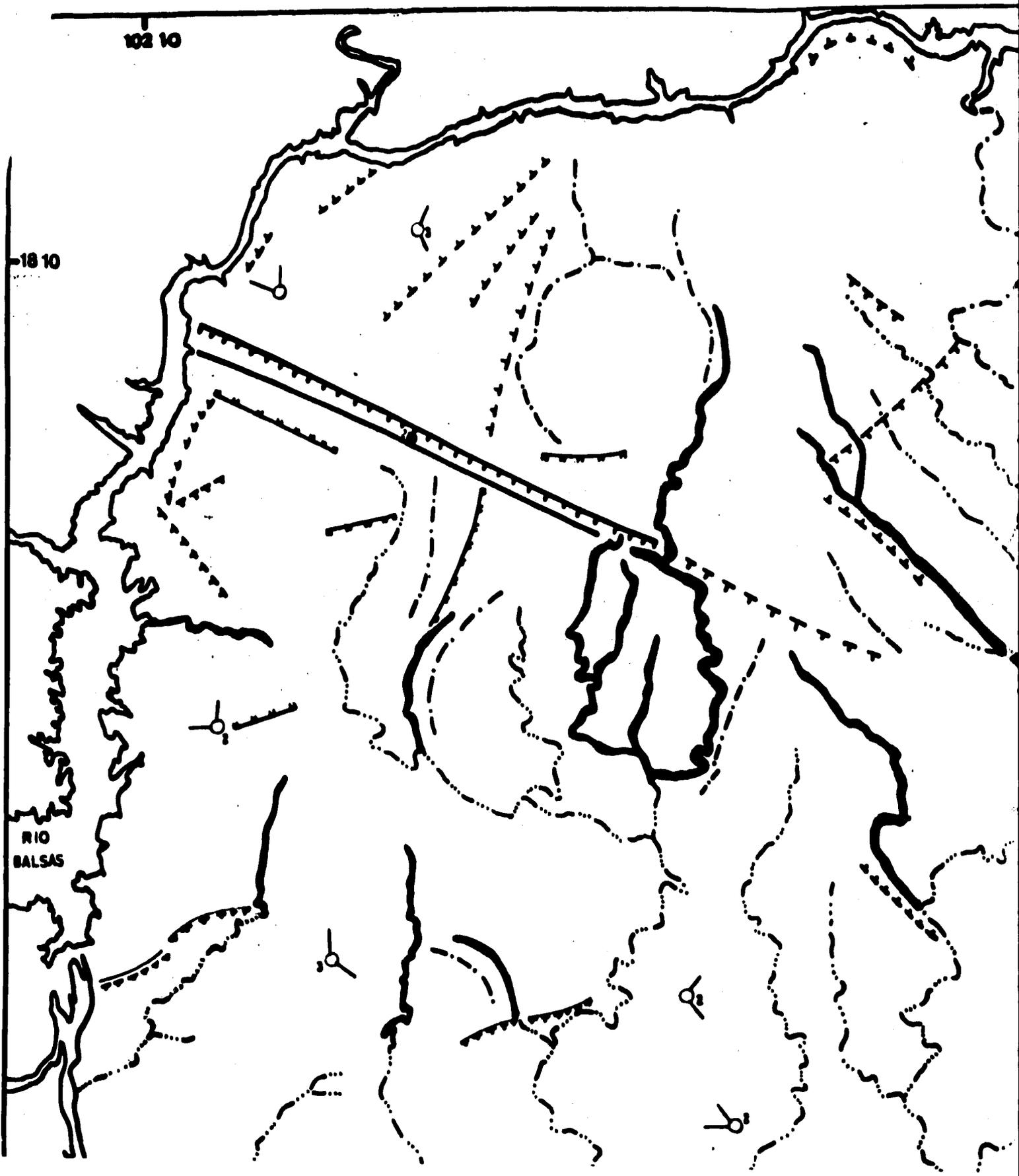


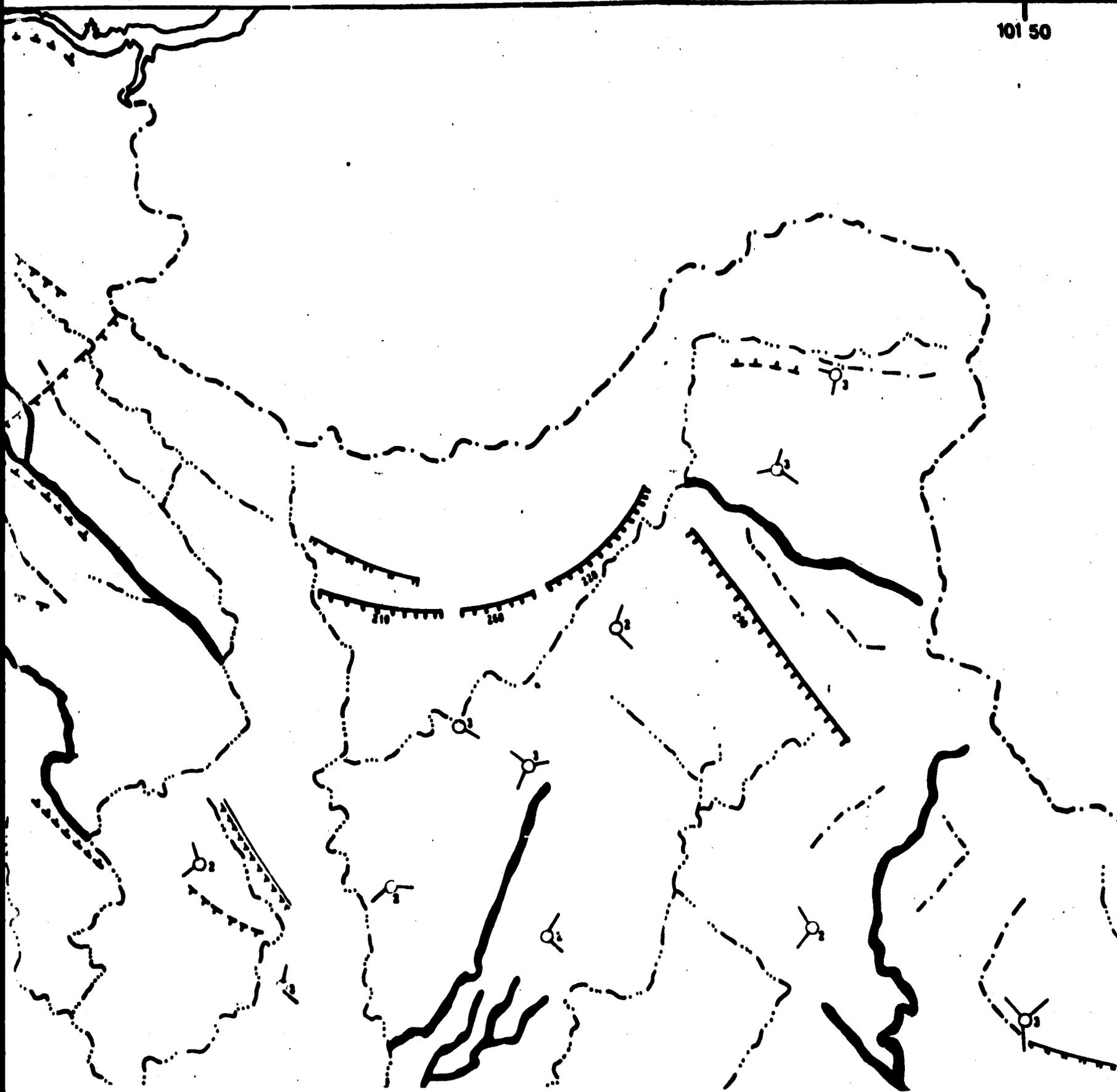
Figura 32. Sistema anular de fracturas en cuerpos intrusivos en el sector oriental del curso bajo del río Balsas.

102 10

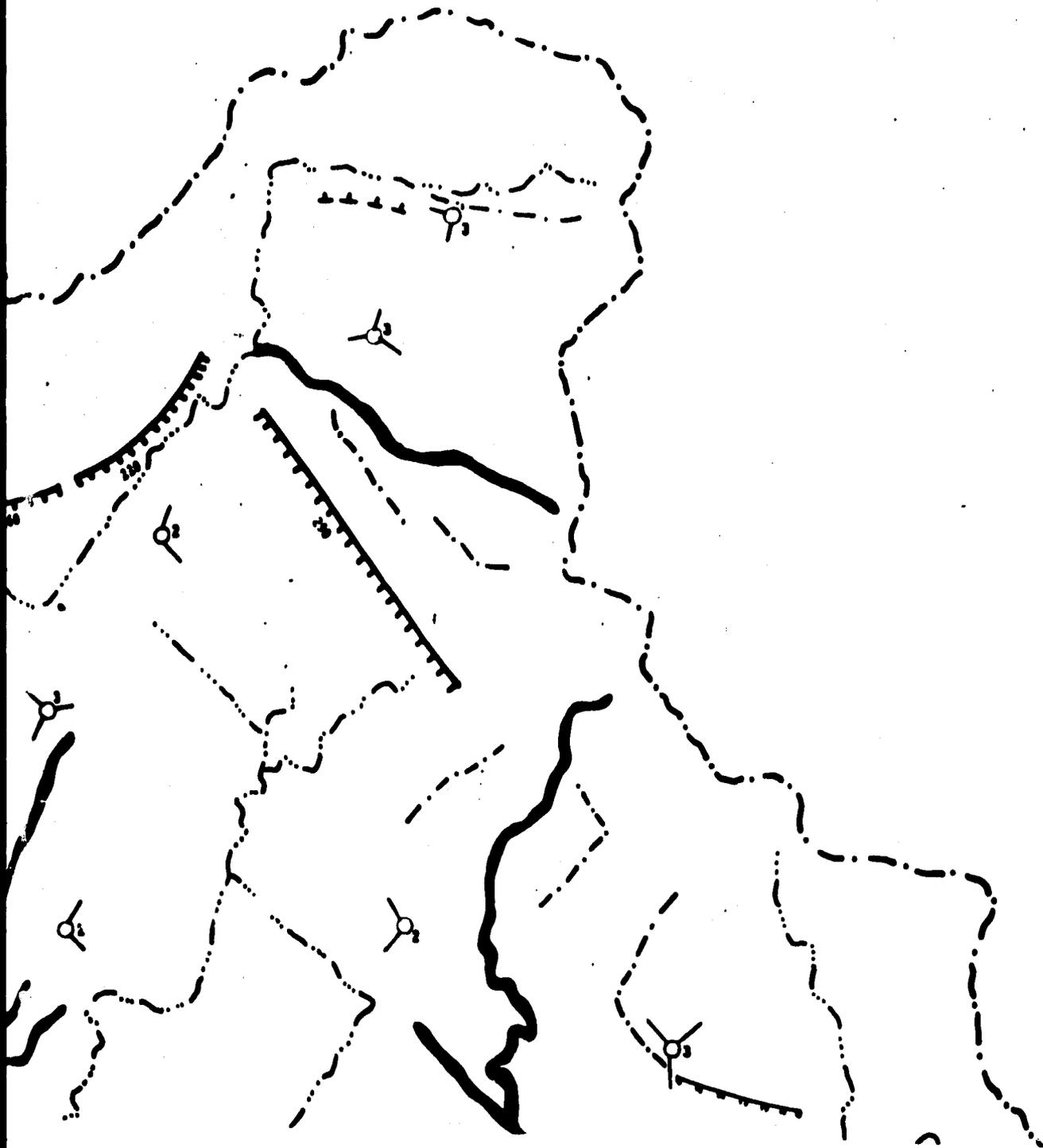
18 10

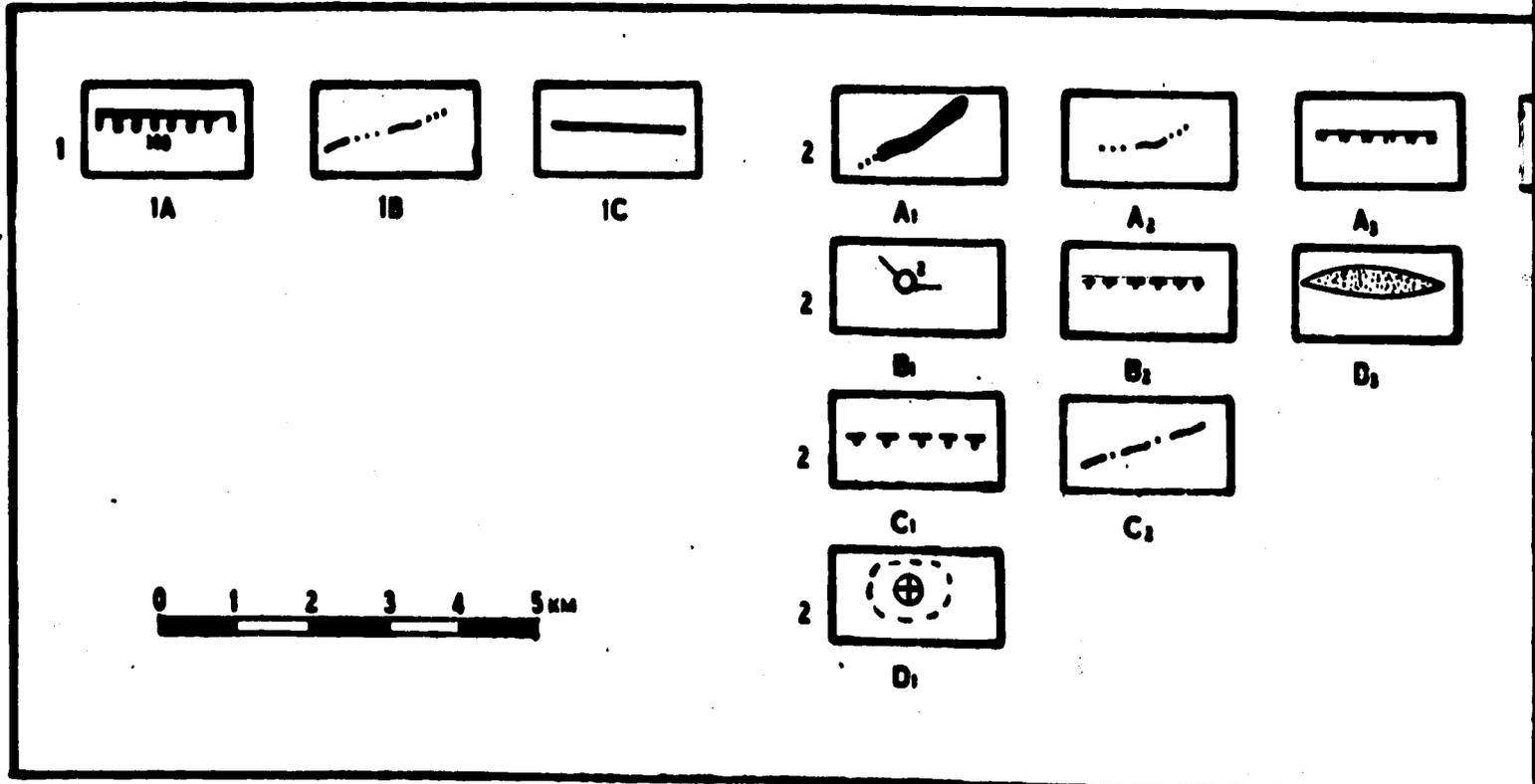
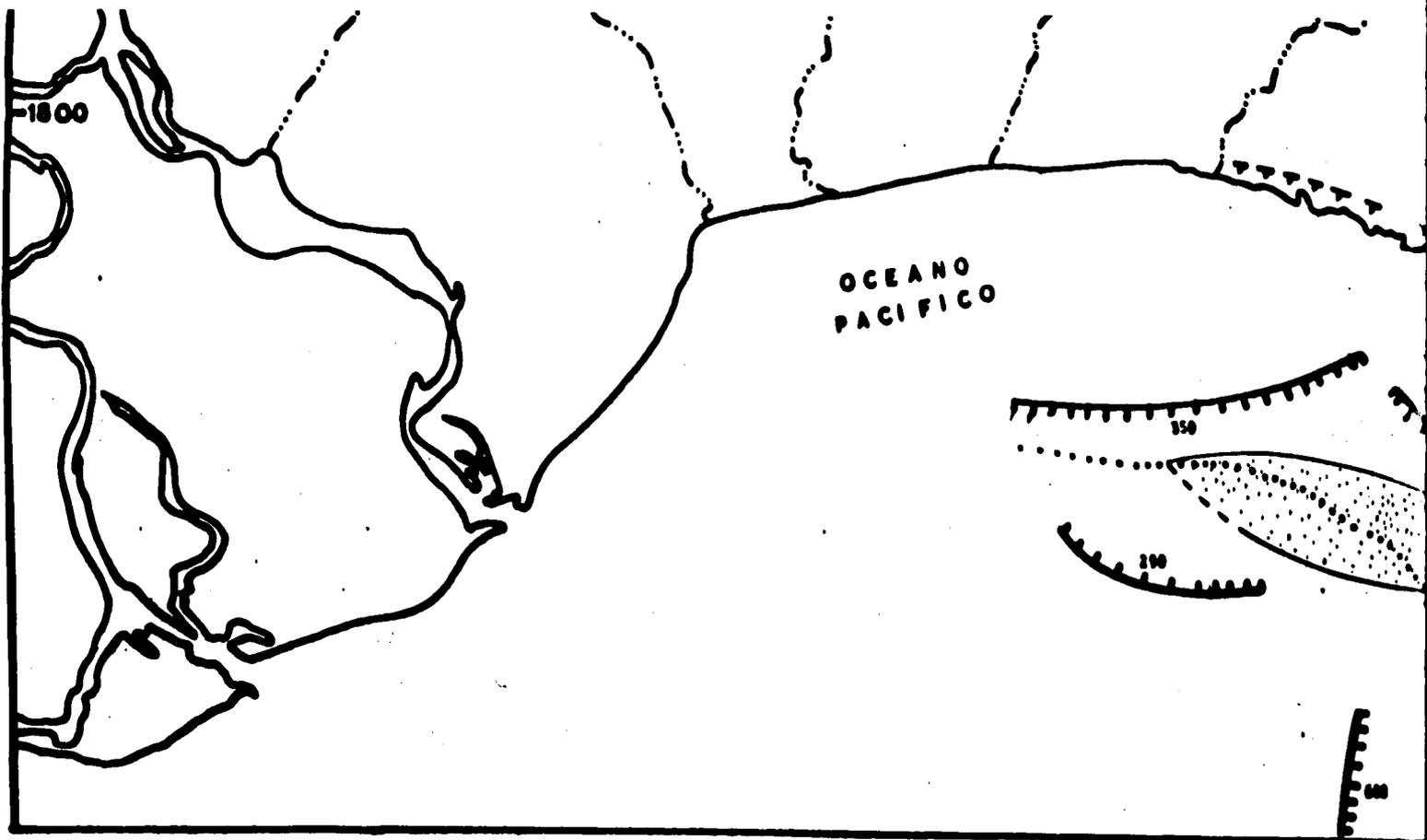
RIO
BALSAS





101 50





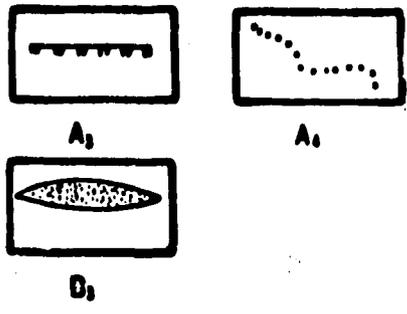
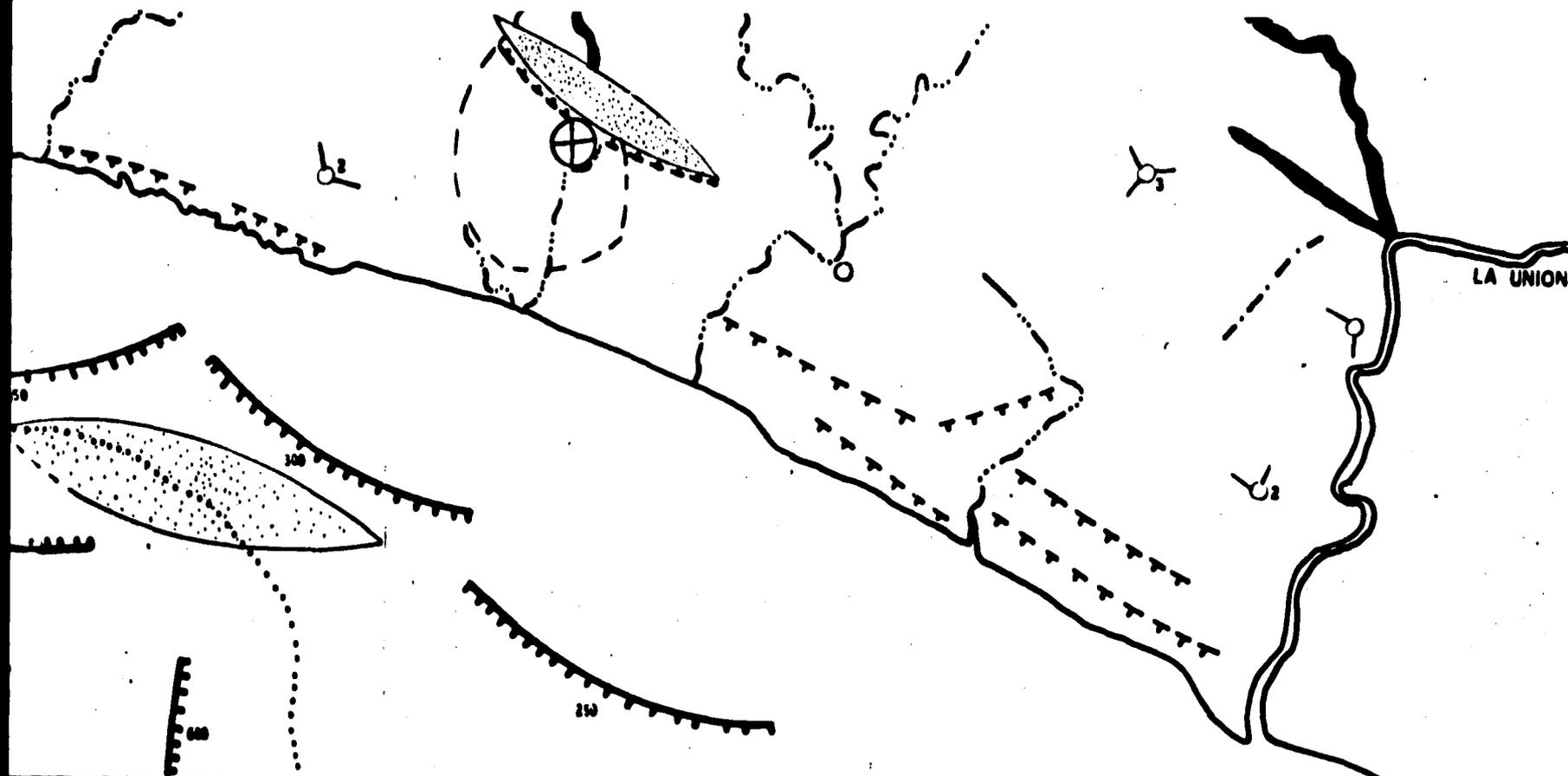
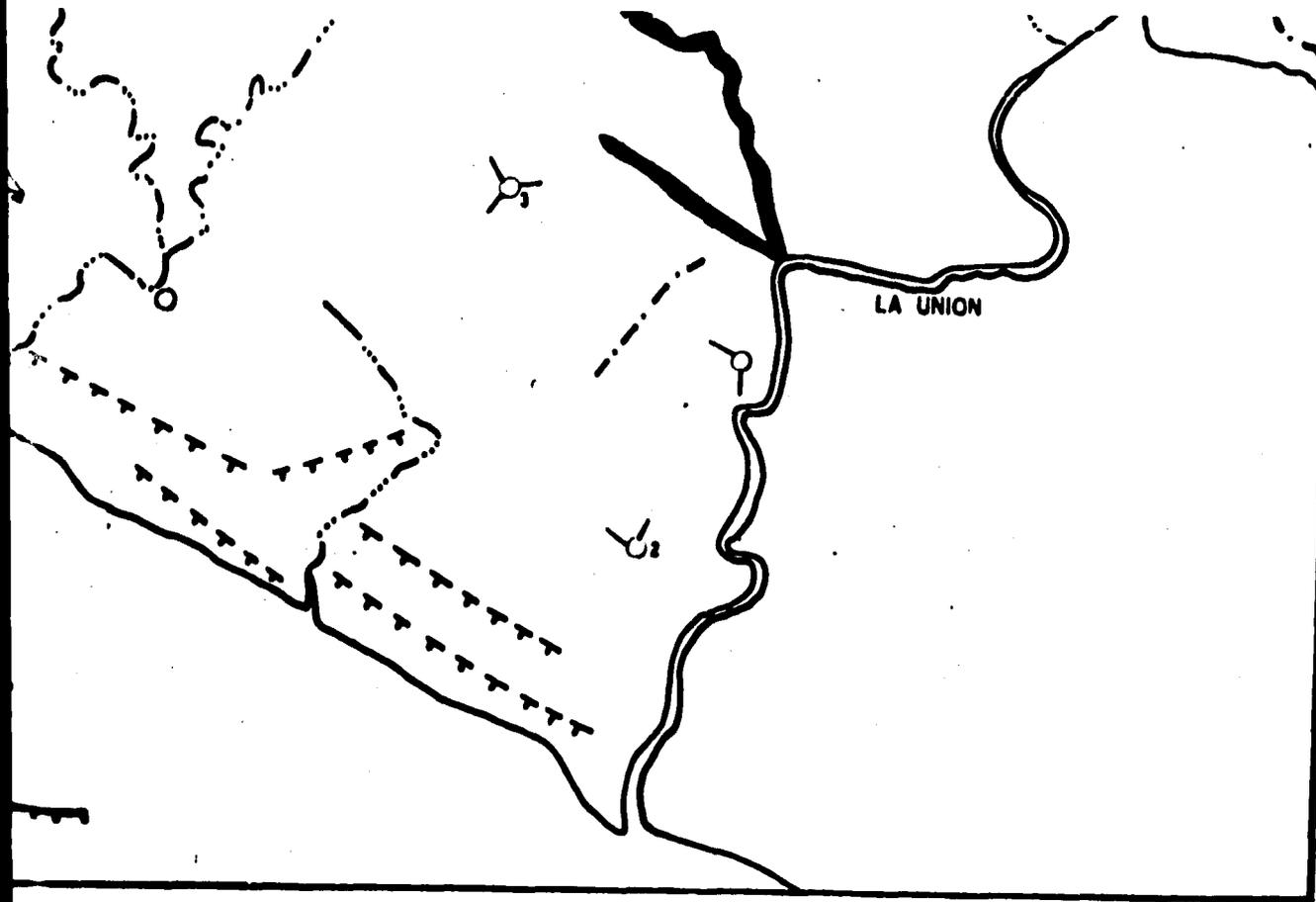


Figura 36. Mapa de clasificación de morfoalineamientos del relieve con base en su reflejo en el relieve:

1. De primer orden morfoestructural, límite de bloques mayores. 1A Escarpas de gran magnitud, rupturas de pendiente bien marcadas que muestran el desnivel topográfico en metros. 1B Principales valles fluviales, 1C Detectada mediante métodos geológicos (existencia de bracha de falla).

2. De segundo orden morfoestructural, con reflejo en el relieve. 2A Erosivo-acumulativo: 2A₁ Valles morfológicos en "V" con profundidad de la disección mayor a los 80 metros. 2A₂ Valles morfológicos no diferenciados. 2A₃ Escarpas y pendientes denudatorias (litológicas). 2A₄ Eje del cañón submarino. 2B Tectónico-fluvial. 2B₁ Cambio en la dirección de valles fluviales mostrando el número de valles. 2B₂ Escarpas tectónico-erosivo (frenta montañoso). 2B₃ Depresiones tectónicas intermontanas (Pull A Part). 2C Mixtos. 2C₁ Sectores lineales de escarpas de terrazas de distinta génesis. 2C₂ Sectores lineales de superficies de parteaguas de climas de distinta génesis. 2D. Tectónico. 2D₁ Estructuras producto de esfuerzos compresivos laterales (domos de compresión).



3. Mapa de clasificación de morfoalineamientos del relieve con base en su reflejo en el relieve:
 Primer orden morfoestructural, límite de bloques mayores. 1A Escarpas de gran magnitud, rupturas de pendiente bien marcadas que muestran el desnivel topográfico en metros. 1B Principales valles fluviales, 1C Detectada mediante métodos geológicos (existencia de brecha de falla).
 Segundo orden morfoestructural, con reflejo en el relieve. 2A Erosivo-acumulativo: 2A₁ Valles morfológicos en "V" con profundidad de la disección mayor a los 60 metros. 2A₂ Valles morfológicos no referenciados. 2A₃ Escarpas y pendientes denudatorias (litomórficas). 2A₄ Eje del cañón submarino. 2B Erosivo-tectónico-fluvial. 2B₁ Cambio en la dirección de valles fluviales mostrando el número de valles. 2B₂ Escarpas tectónico-erosivo (frentes montañosos). 2B₃ Depresiones tectónicas intermontanas (Pull A Part).
 Tercer orden morfoestructural. 2C Midos. 2C₁ Sectores lineales de escarpas de terrazas de distinta génesis. 2C₂ Sectores lineales de superficies de partaguas de cimas de distinta génesis. 2D. Tectónico. 2D₁ Estructuras producto de fuerzas compresivas laterales (domos de compresión).

- Sistema de fracturas distensivas. Con base en la teoría de deformación de cuerpos, así como el sistema de fracturas que dicha deformación produce (Wice et al. 1987), se identifica su distribución. Dicha teoría se basa en la orientación de los sistemas de fracturación, en función de los sistemas de esfuerzos prevaletientes; en donde el plano principal de origen de los esfuerzos (Trinchera Mesoamericana) es resultante de un sistema compresivo que ocasiona el movimiento de subducción, a partir de ésta, se desarrollan sistemas de fractura paralelos y perpendiculares, así como fallas y fracturas con una orientación de 45° con respecto al plano resultante (figura 34).

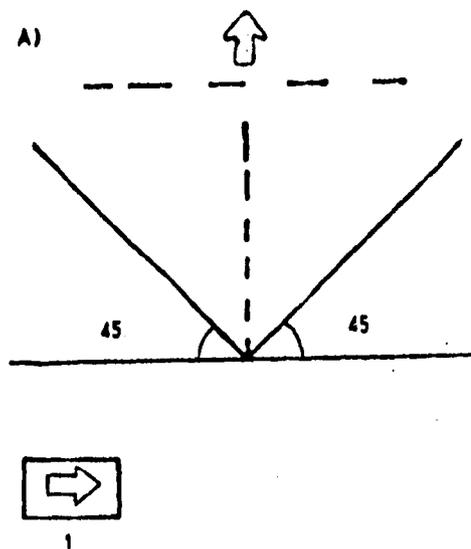


Figura 34. Modelo de la orientación de sistemas de fracturas y fallas distensivas en cuerpos en colisión, según Wice, et al. 1987.

1. Dirección del esfuerzo principal.

Cabe destacar que el curso bajo del río Balsas se encuentra inmerso en un sistema dinámico de subducción entre la placa de Cocos (norte y sur) y la Norteamérica (bloque Michoacán y Guerrero), así como un sistema transformante (Orozco) y la zona de la Trinchera Mesoamericana.

Los sistemas de disyunción se caracterizan por el desarrollo de fracturas paralelas y perpendiculares a la dirección de los esfuerzos principales mínimos (NE 38 SW). Este sistema se ubica en todo el área de estudio con direcciones preferenciales NW 50 SE y NE 40 SW que, como se hace mención, son paralelos y perpendiculares a la Trinchera Mesoamericana y el límite entre el bloque Michoacán y Guerrero (figura 35).

Los alineamientos presentan longitudes de hasta 3 km, pero la normal es de 1500 metros. Este sistema de fracturas es el que mayor grado de reflejo tiene en el relieve: alineamientos generales de parteaguas, valles fluviales en "V", escarpas bien marcadas y desniveles topográficos de gran magnitud (hasta 300 metros de desnivel), figura 33.

El 89 % del total de los alineamientos es menor a 1400 metros y sólo el 4 % es de más de 2000 metros, sin embargo, estos últimos son los que mayor reflejo tienen en el relieve (figura 33). El sistema distensivo juega un papel relevante en la conformación de las estructuras en bloque, debido al grado de reflejo en el relieve.

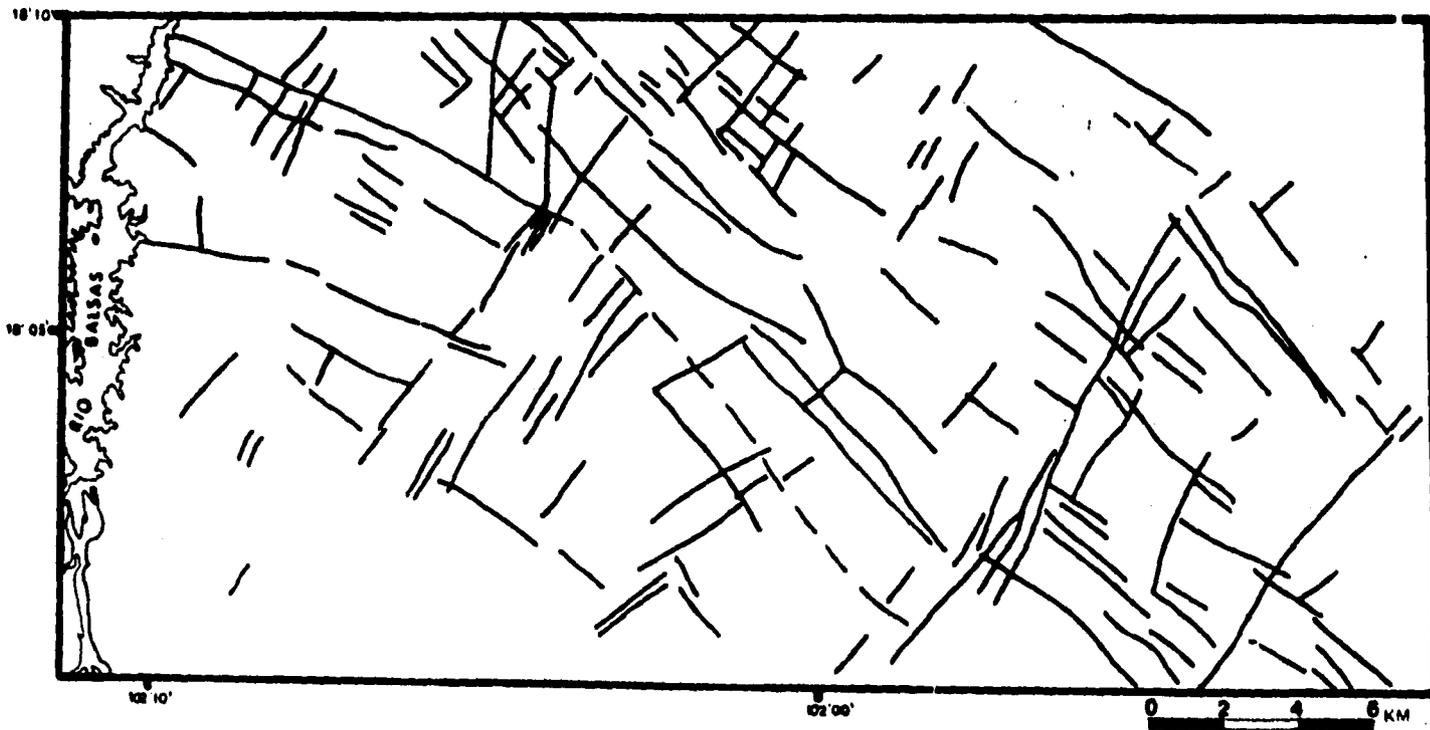


Figura 35. Sistema distensivo de fracturas del sector oriental del curso bajo del río Balsas.

-Sistemas de fracturas compresivas. Con base en los modelos propuestos por Wice, *Op Cit.*, los esfuerzos de compresión se caracterizan por el desarrollo de fracturas a 26° de la dirección principal máxima de los esfuerzos (NE 43 SE), el rasgo más representativo de dicha compresión es la Trinchera Mesoamericana (figura 36).

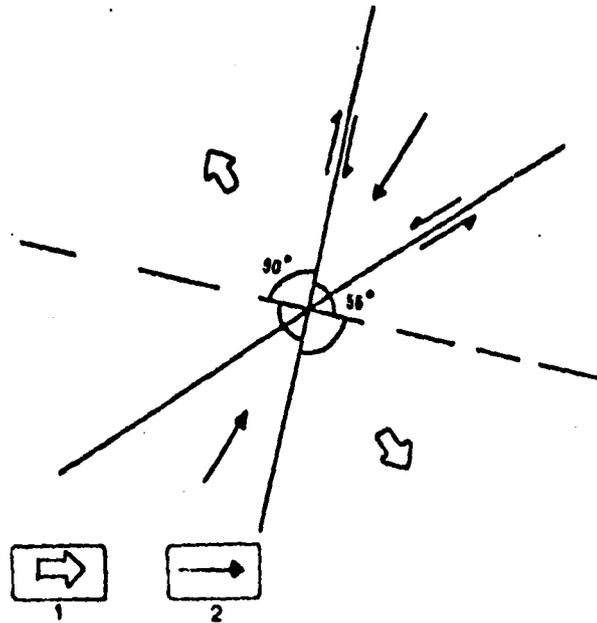
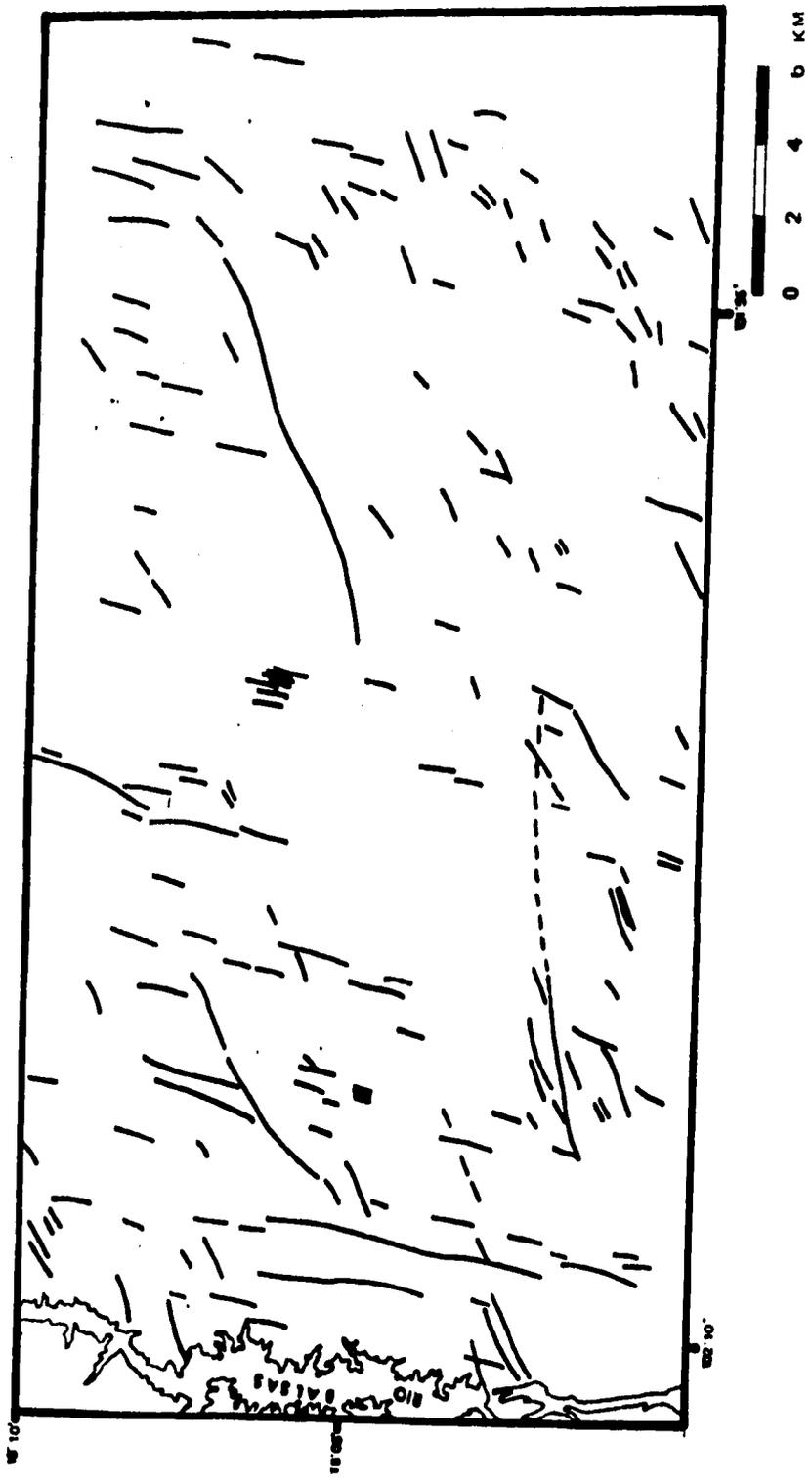


Figura 36. Modelo de orientación de fracturas y fallas compresivas en cuerpos en colisión, según Wice, et al. *Op. Cit.* 1. Esfuerzo principal mínimo, 2. Esfuerzo principal máximo.

Las fracturas que responden a este régimen tectónico, se ubican en el sector sur y centro, en rocas de arenisca y conglomerado, así como en sectores de granito y granodiorita.

Los alineamientos tienen una orientación preferencial NE 15 SW y NE 70 SW, la longitud media de estos alineamientos es de 500 metros (60% del total), sin embargo el 12 %, tiene una longitud superior a un kilómetro (figura 37).

El grado de reflejo en el relieve se denota por escarpas bien marcadas, deflexiones en la red fluvial, sectores lineales de valles con morfología en 'V' y contactos litológicos (figura 33).



37. Sistema de fracturamiento compresivo en el oriente del curso bajo del río Balsas.

- Sistema de fracturación transcurrente diestro. Caracterizados por desarrollar fracturas a 12° y 70° de la falla principal (NW 24 SE), las cuales son paralelas a la Trinchera Mesoamericana. Los modelos descritos en Davis (1984) y Wise D. (1986), permiten conjugar tres modelos principales de fracturación de tipo transcurrente diestro (figura 38), los cuales encuentran correspondencia con los detectados en el sector central del curso bajo del río Balsas.

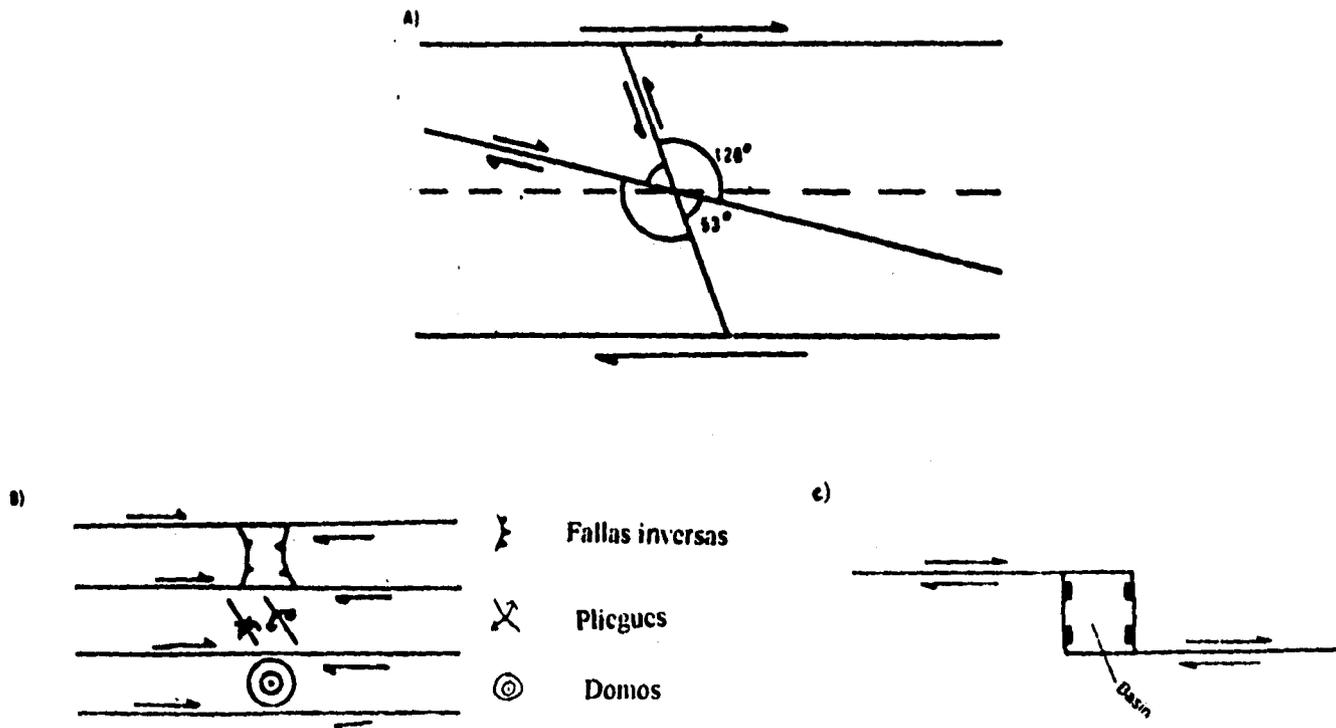


Figura 38. Modelos de sistemas de fracturamiento y formas asociadas a movimientos transcurrentes diestros: A) Wise, et al. Op. Cit., B) Este estudio, y C) Hatcher, et al. 1992.

Su reflejo en el relieve se denota por el desarrollo de formas asociadas, como el cambio de dirección en los ejes de plegamiento, desarrollo de cuencas de tracción, dislocaciones en fallas normales y cambios en la dirección de las divisorias. Asimismo, forma parte de los principales sistemas de fosas en el sector central y occidental con dirección NW-SE. La densidad de estos alineamientos es mínima, llegando a confundirse con los sistemas compresivo y distensivo, sin embargo, va a conformar un sistema de bloques de menor dimensión (figura 38).

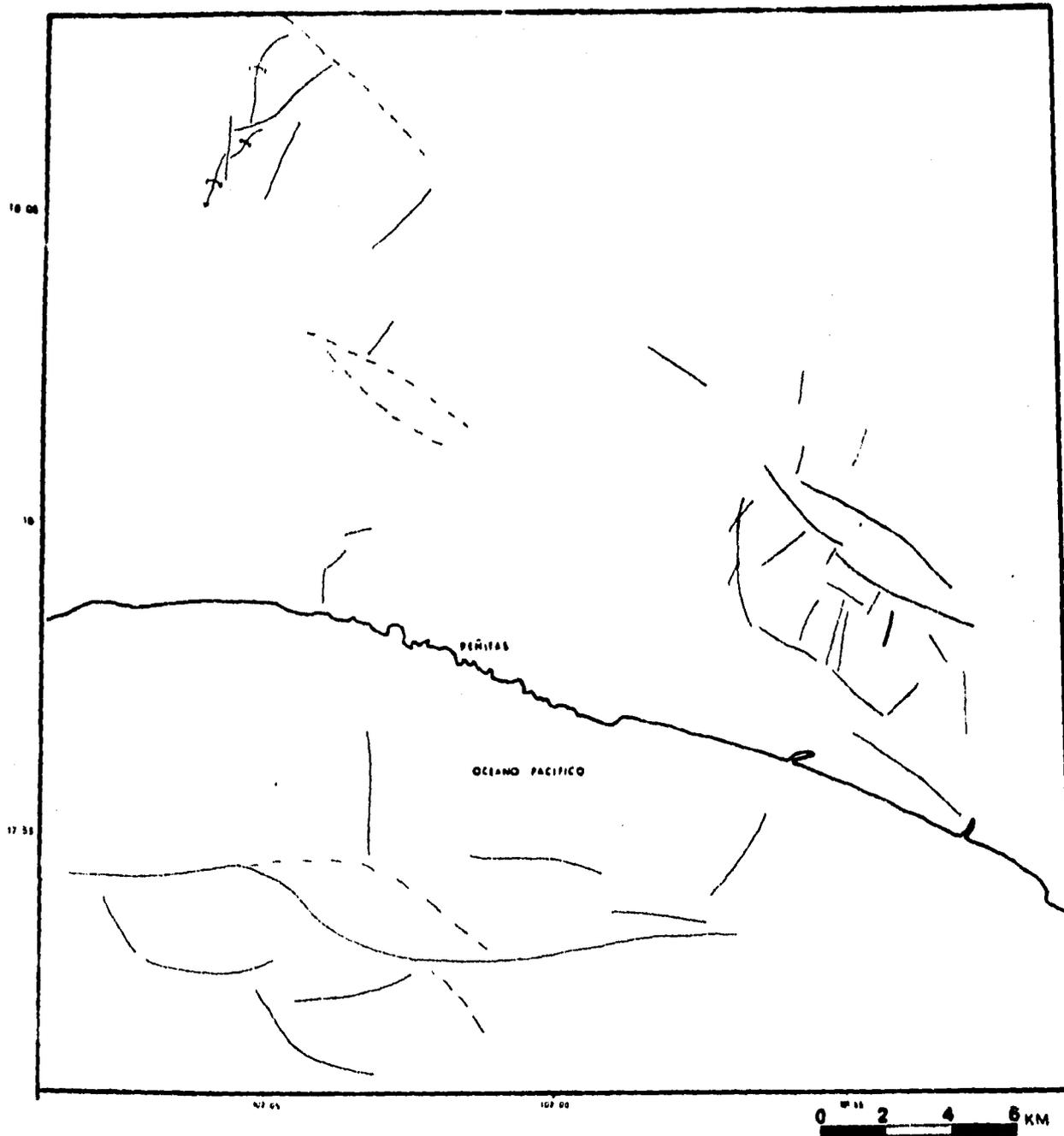


Figura 39. Fracturamiento transcurrente diestro en el sector oriental del curso bajo del río Balsas.

5.8 Estudio de secciones geomorfológicas (perfiles).

El análisis comparativo de las secciones geomorfológicas tiene por objeto definir la extensión espacial de las principales unidades en bloque, en función de las relaciones existentes entre la disposición hipsométrica de las superficies de nivelación, las flexiones y rupturas de pendiente de carácter estructural, litológico, erosivo y acumulativo.

El presente estudio, trata de identificar aquellas rupturas de pendiente que se relacionan con la tectónica, las cuales se manifiestan por la expresión de escarpas y profundos valles que limitan a las estructuras principales que responden directamente al movimiento diferencial de impulsos tectónicos.

5.8.1 Criterios para la traza de las secciones geomorfológicas.

Para la confección de los perfiles geomorfológicos se parte del criterio de Ortiz P. (1990) "... los perfiles se modifican en función de las características del relieve en estudio...", y Kostenko P. (1975), "... Los perfiles se confeccionan en función de la estructura: longitudinales y transversales".

Los perfiles longitudinales tienen por objeto conocer las deformaciones originadas por el levantamiento, la distribución y detección de las principales zonas de actividad tectónica, y la relación entre los procesos endógenos (tectónicos) y exógenos (erosivo-denudativo-acumulativo).

En los perfiles transversales se identifican los valles, vertientes y cimas para detectar superficies niveladas y la intensidad del corte erosivo. Finalmente, se reconoce el origen de las rupturas de pendiente en función de la tectónica.

Los criterios de correlación en la configuración de las secciones geomorfológicas son:

- Selección de la traza de los perfiles con base en la heterogeneidad del curso bajo del río Balsas: Dos longitudinales y cuatro transversales (figura 40).
- En la representación de las secciones geomorfológicas, la escala vertical ha sido exagerada 10 veces. Lo anterior tiene como objetivo resaltar los elementos del relieve con escasa amplitud vertical. En tanto la escala horizontal no ha sido modificada.

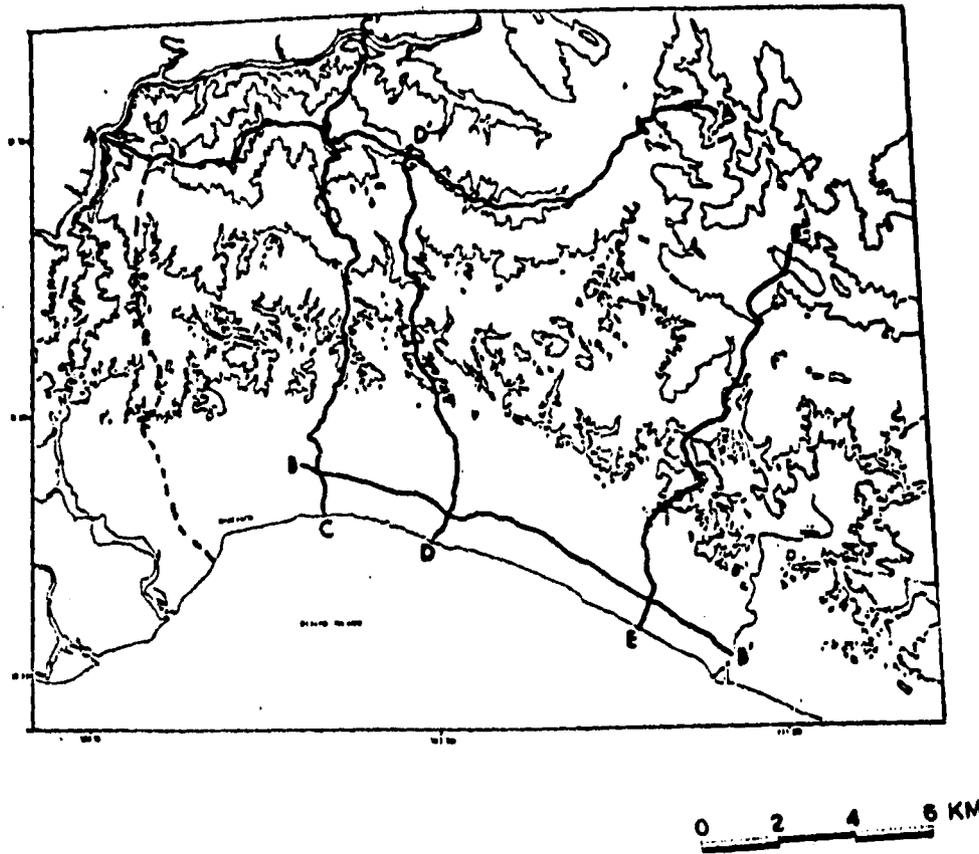


Figura 40. Trayectoria de los perfiles A-A', B-B', C-C', D-D' y E-E'.

- Cuatro parámetros se han considerado para la interpretación conjunta del perfil geomorfológico: Geología, densidad de la disección, profundidad de la disección y zonificación geomorfológica.

La geología tiene por objetivo resaltar las posibles relaciones entre la estructura geológica y las formas del relieve, la densidad y profundidad de la disección sirven para discriminar aquellas rupturas de pendiente que responden a la resistencia del material e identificar aquellas que se relacionan con la tectónica. La zonificación geomorfológica sirve como evaluación final de las estructuras en función de la morfología y génesis del relieve.

5.8.2 Caracterización de las secciones geomorfológicas.

a) Longitudinales. Se presentan dos perfiles que son longitudinales al territorio. El primero corresponde a la zona de montaña, a través de la línea divisoria de aguas, en tanto que, el segundo corresponde a la zona de planicie.

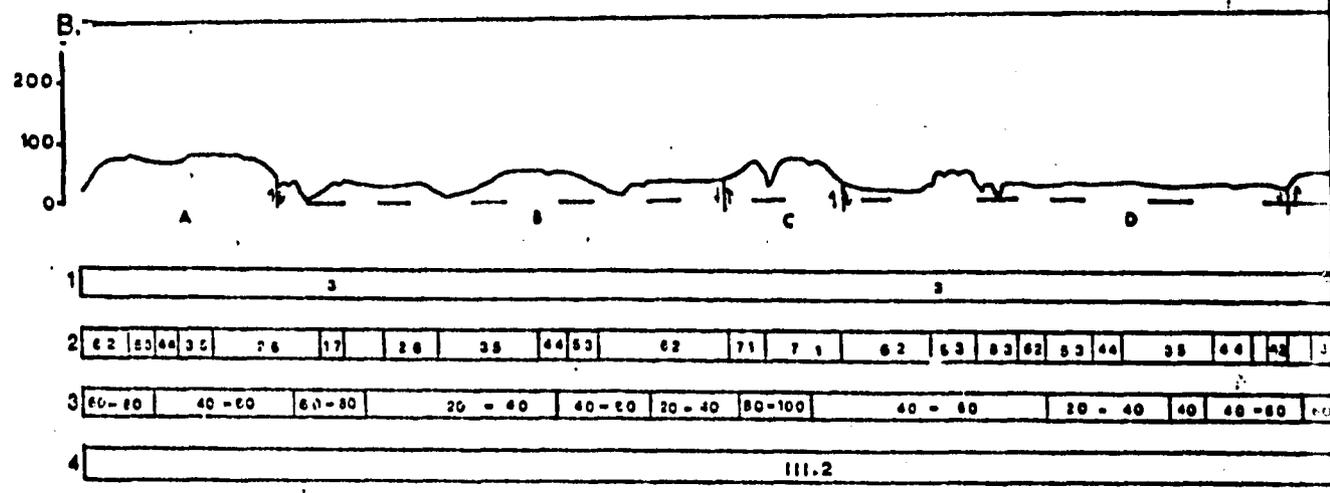
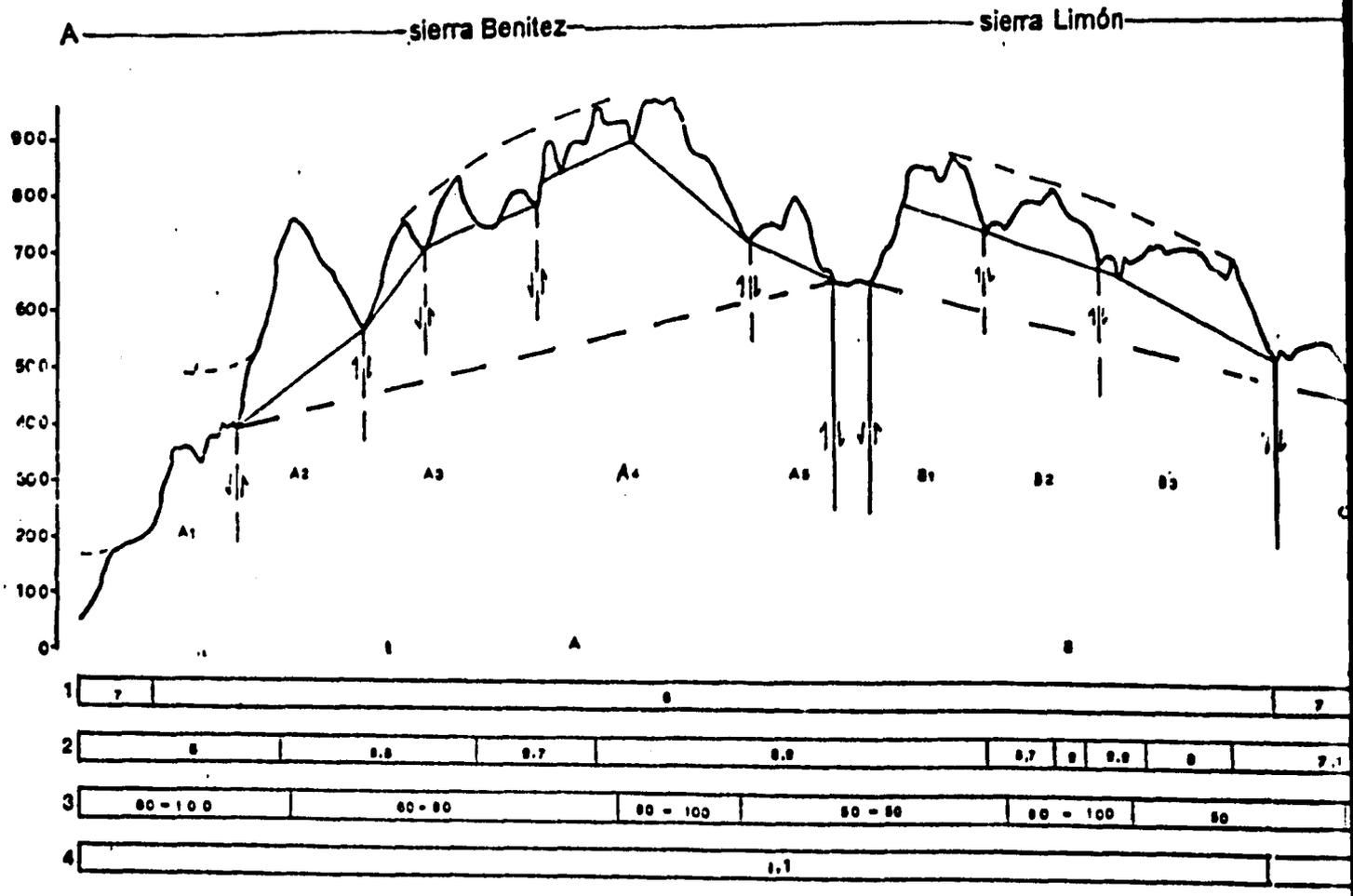
En el perfil de la zona de montaña (A - A'), se reconocen seis estructuras limitadas por una serie de escarpas y valles que llegan a una profundidad superior a los 150 metros. En dirección W-E, la sección A (sierra Benitez), presenta un basculamiento al oeste, en la cual se identifican 4 etapas de insición y tres superficies de planación a diferentes niveles (980 m, 840 m y 760 m). Formada por cinco pequeñas estructuras, de las cuales la estructura A1 y A4 muestran claros rasgos tectónicos (pendientes mayores a los 45 grados de inclinación y escarpas de mas de 150 metros, figura 41).

El sector B, formado por la sierra Limón, muestra tres estructuras escalonadas hacia el este, el graben del rio Huamiles se muestra como la zona de articulación entre el sector A y B. Se reconocen tres estadios de la disección, así como tres superficies planas a diferentes niveles (880 m, 760 m y 720 m). Formado por tres estructuras pequeñas, escalonadas a 150 metros de altura, con escarpas bien definidas. En comparación con el sector A, presenta menor impulso tectónico, sin embargo, las dos representan al pilar tectónico, limitanto a los graben de Balsas y Vista Hermosa-Feliciano.

Los sectores C, D y E se muestran como un graben dislocado en tres. Con cinco estadios de la disección fluvial y seis superficies planas con niveles a 680 m, 620 m, 580, 560 m, 520 m y 460 m. A diferencia de los dos sectores anteriores, la morfología de las cimas es de plana a redondeada, lo cual puede deberse a la diferente magnitud de los impulsos tectónicos de levantamiento regional.

Este sector se limita por fuertes rupturas verticales (de 150 a 200 metros). El sector E es la región más deprimida, la cual se encuentra desmembrada por una densa red de fluvios imprimiendole una morfología de las cimas redondeada, así mismo, su morfología puede deberse al sistema de captura de fluvios que aprovecha el tipo de basamento litológico (areniscas y conglomerados).

Finalmente el sector F (sierra El Aguila), se conforma por una serie de cimas agudas, donde se aprecian cinco superficies planas y desmembradas (1190 m, 780 m 720 m, 580 m y 520 m.), con



-  Dirección de desplazamientos verticales
-  Correlación de rupturas de pendientes y antiguos niveles.
-  Líneas de correlación de los máximos niveles de disección.
-  Líneas de correlación de niveles locales de la disección.

- 1. GEOLOGIA**
1. Aluvión Cuaternario
 2. Conglomerado Cuaternario
 3. Arenisca del Triásico
 4. Granito del Terciario
 5. Caliza del Cretácico
 6. Caliza y andesita intrusiva
 7. Andesitas del Cretácico
 8. Areniscas y conglomerados

Figura 41. Perfiles longitudinales A-A', B-B'. Los renglones inferiores representan: 1. Geología, 2. Densidad de la disección en km. 3. Profundidad de la disección en metros, 4. regiones morfogénicas.

cuatro estadios bien diferenciados la disección, es limitado en el sector oeste por la escarpa Feliciano (200 metros de desnivel topográfico), posiblemente tiene un basculamiento hacia el este.

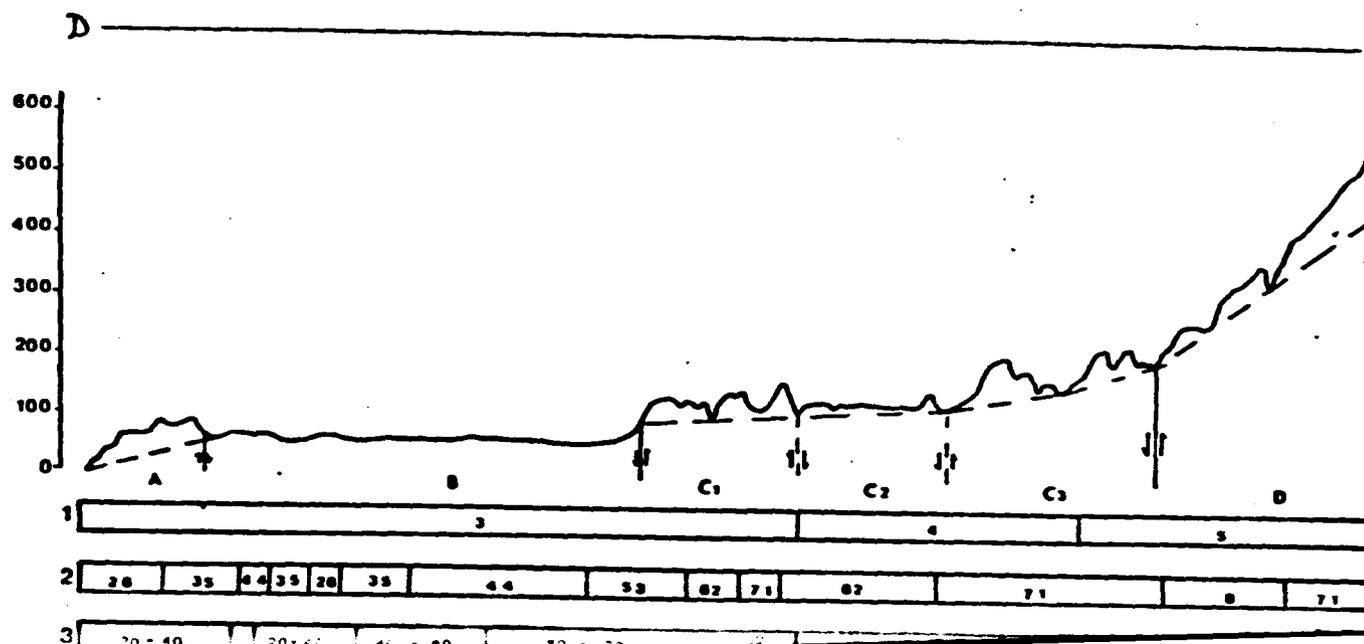
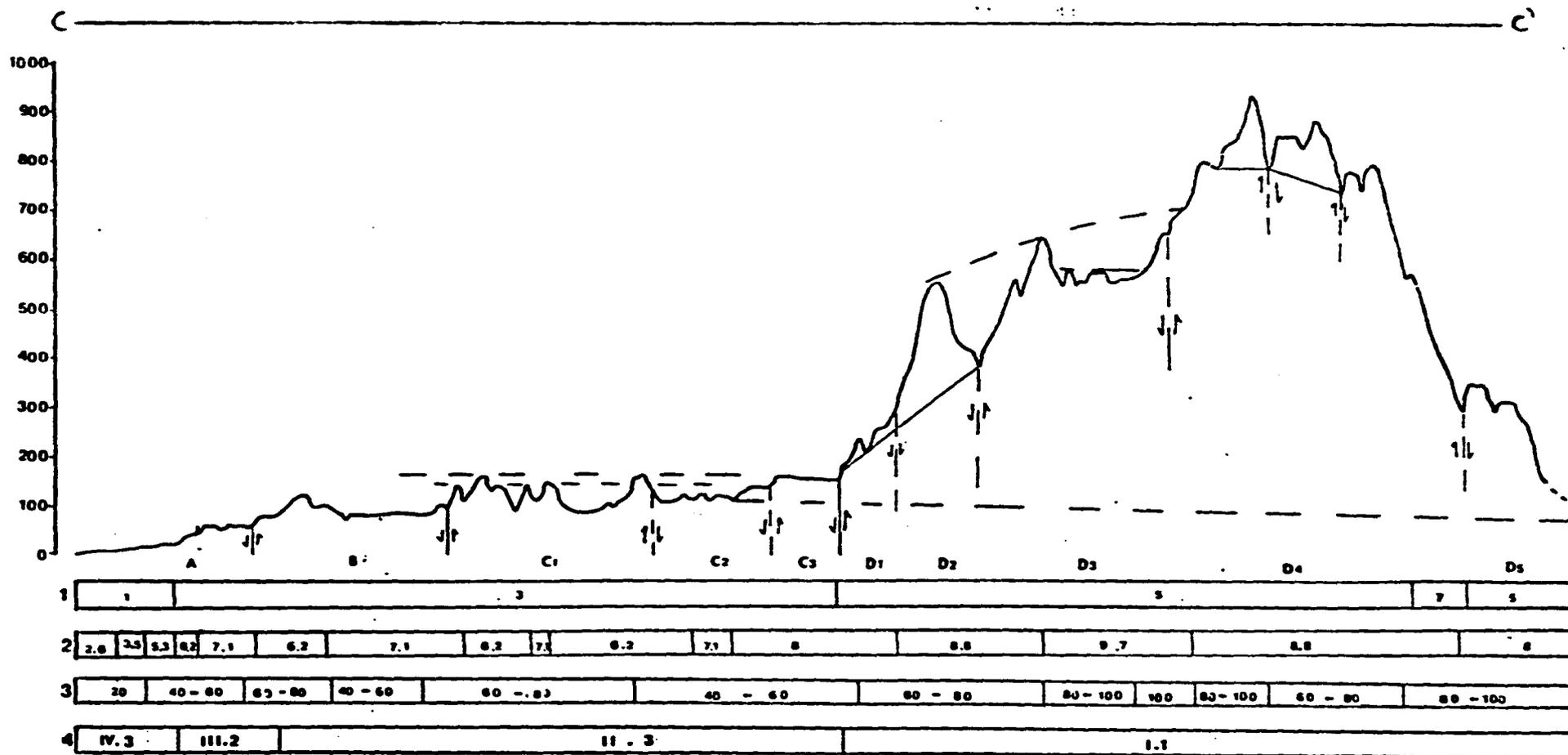
En sí, el sistema montañoso presenta cuatro niveles regionales de la disección que se vinculan con los principales ascensos-descensos tectónicos regionales. Como respuesta a dicha dinámica se forma una serie de superficies niveladas, las cuales se encuentran sumamente desmembradas debido a la edad del relieve y a la intensa actividad exógena. Dichas superficies se ubican en los niveles 1190 m, 980 m, 880 m, 780, 580 y 400 m. Se reconocen seis estructuras bien diferenciadas con base en los impulsos tectónicos y su expresión en el relieve (escarpas bien marcadas, valles profundos y similar altitud).

El perfil B - B' es caracterizado por su homogeneidad litológica de areniscas, sin embargo, resalta por estar formado por cinco bloques desmembrados por valles con morfología en "V" y escarpas de falla. La principal anomalía dentro de esta sección lo constituye el sector C, el cual, con un sistema de fallas inversas como límites, registra en la parte más álgida el desarrollo de un valle fluvial con corte erosivo en forma de "V", lo cual muestra un claro desarrollo tectónico por esfuerzos compresivos (ver lineamientos compresivos-transcurrentes), figura 41.

La morfología plana y las paredes verticales de los fluvios nos muestran una clara meseta levantada, la cual, debido los movimientos diferenciales de impulso tectónico, muestra una heterogeneidad en los pisos altitudinales de las cimas (100 metros, 85 metros y 60 metros).

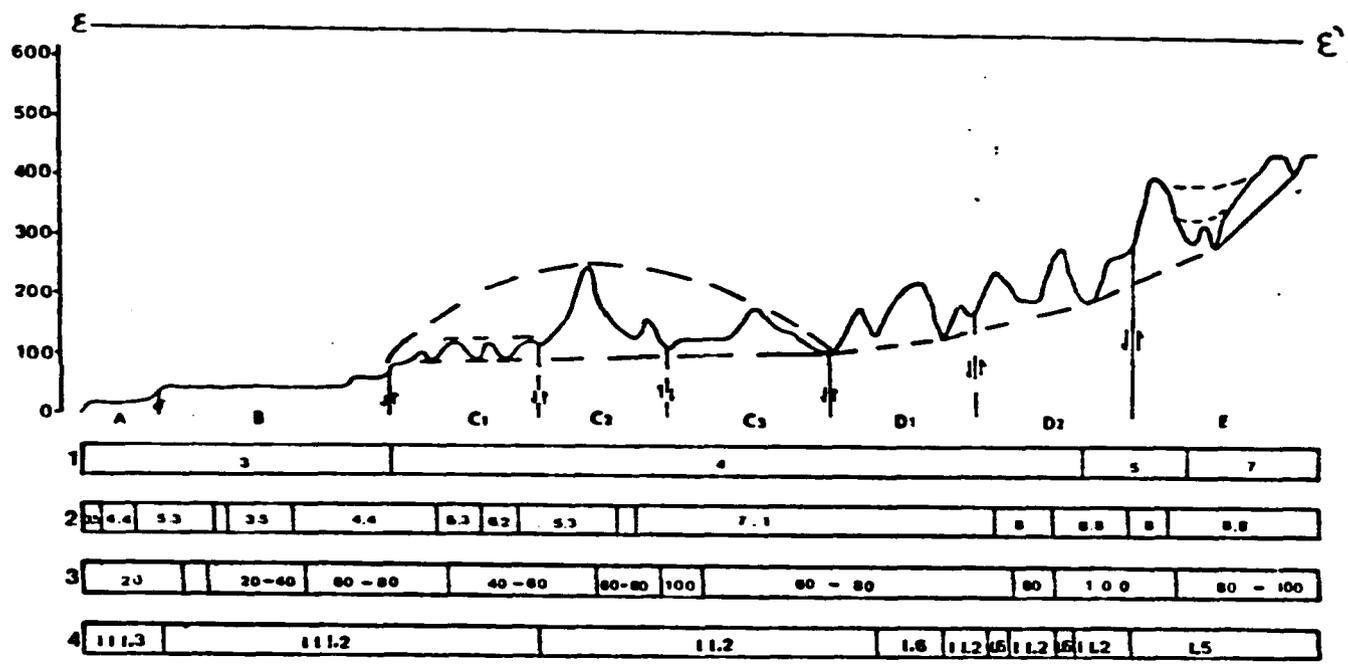
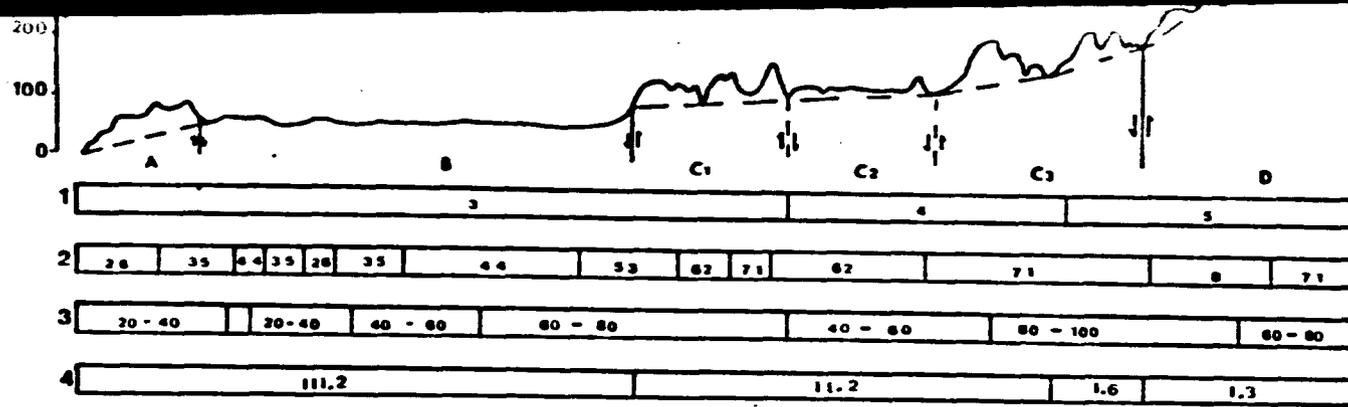
b) *Transversales.* Se confeccionan cuatro perfiles siguiendo la representatividad del relieve. Dichos perfiles, tiene una dirección sur-norte, siguiendo la traza de la divisoria de aguas.

El perfil C - C' ha quedado subdividido en cuatro sectores, el sector A muestra una superficie de nivelación sumamente disecada (60 m), siendo la profundidad de los fluvios menor a 5 metros. El sector B muestra dos superficies de erosión (120 metros y 80 metros), así como dos etapas de la disección fluvial. Presenta una morfología plana y es limitado, en el sector sur por una escarpa de falla de aproximadamente 20 m (figura 42).



ESCALA
0 250 m

1. GEOLOGIA
1. Aluvión Cuaternario
 2. Conglomerado Cuaternario
 3. Arenisca del Triásico
 4. Gránito del Terciario
 5. caliza del Cretácico
 6. Caliza y andesita interestratificada del Cretácico
 7. Andesitas del Cretácico.
 8. Areniscas y conglomerado del Cretácico Superior



- Dirección de desplazamientos verticales
- Correlación de rupturas de pendientes y antiguos niveles.
- Líneas de correlación de los máximos niveles de disección.
- Líneas de correlación de niveles locales de la disección.

1. Conglomerado Cuaternario
2. Conglomerado Cuaternario
3. Arenisca del Terciario
4. Granito del Terciario
5. caliza del Cretácico
6. Caliza y andesita interestratificada del Cretácico
7. Andesitas del Cretácico.
8. Areniscas y conglomero del Cretácico Superior

2 Valores de densidad de la disección

- 1.7 km
- 2.8 km
- 3.5 km
- 4.4 km
- 5.3 km
- 6.2 km
- 7.1 km
- 8.0 km
- 8.8 km
- 9.7 km

3 Valores de profundidad de la disección.

- 0-20 metros
- 20-40 metros
- 40-60 metros
- 60-70 metros
- 70-80 metros
- 80-100 metros

4. LEYENDA

I ZONA DE MONTAÑA.

- I.1 Estructura montañosa masiva de calizas y andesitas del Cretácico
- I.2 Estructura montañosa masiva de calizas Cretácicas
- I.3 Estructura montañosa masiva de Conglomerado-arenisca del Cretácico inferior y calizas Cretácicas
- I.4 Estructura montañosa de andesitas del Cretácico.
- I.5 Estructura montañosa de calizas Cretácicas, volcanoclastos, areniscas y conglomerados del cretácico inferior
- I.6 Estructura montañosa de granito Terciario

II ZONA DE ELEVACIONES BAJAS

- II.1 Elevaciones bajas de granito terciario fuertemente disecado
- II.2 Elevaciones bajas de arenisca del Terciario y calizas Cretácicas
- II.3 Elevaciones bajas de arenisca del Terciario
- II.4 Elevaciones bajas de calizas Cretácicas y areniscas-conglomerado del Cretácico inferior

III MESETA TECTONICA EROSIVA-DENUDATORIA

- III.1 Meseta tectónica de conglomerado Cuaternario fuertemente disecada
- III.2 Meseta tectónica de arenisca del Terciario fallada y disecada

IV LLANURA

- IV.1 Llanura fluvial
- IV.2 Llanura costera acumulativa por deriva continental
- IV.3 Llanura deltaica

V RELIEVE SUBMARINO

- V.1 Delta submarino
- V.2 Plataforma continental
- V.3 Talud continental
- V.4 Cañon submarino

Figura 42. perfiles transversales C-C', D-D' y E-E'. Los renglones inferiores representan: 1. geología, 2. densidad de la disección, 3. Profundidad de la disección y 4. Regiones morfogenéticas.

El sector C se ha subdividido en 3 regiones en función a su morfología y disposición altimétrica. Muestra 3 estadios de erosión fluvial, que se vinculan con las 3 superficies de nivelación identificados (160 m, 130 m y 110 m). La morfología está en función de cada sector. C1 presenta morfología de interfluvios agudas y valles en "V", en tanto, C2 y C3 muestran morfologías planas y valles en "V", lo cual nos indica su reciente levantamiento.

En el sector D se identifican 5 pequeñas estructuras en función de los impulsos tectónicos que les dieron origen. Cinco estadios de la disección fluvial son correlativos al mismo número de superficies planas (960 m, 880 m, 720 m, 640 m y 200 m), estas últimas sumamente desmembradas debido al retroceso de la acción erosiva de los fluvios.

Se identifica una zona de articulación de suma importancia entre los bloques C y D que genera un escarpe de aproximadamente 300 m que tiene un reflejo importante en el relieve. El impulso principal genera una zona montañosa, la cual está dislocada por un sistema de fallas normales escalonadas hacia el sur, con saltos aproximados de 100 y 150 m. El sector D muestra una ligera inclinación hacia el norte, lo cual puede deberse al movimiento compresivo-distensivo que existe en la formación de estructuras en bloque.

El perfil D - D' muestra una alternancia de geometrías plana y convexa. Ha quedado dividido en cuatro sectores en función de los levantamientos tectónicos y la morfología del relieve. En el sector A se identifica una estructura en bloque inclinada hacia el sur, limitada por escarpas tectónicas que son reflejo de fallas normales (figura 42).

El sector B representa un pequeño graben de superficie ondulada que alcanza como máximo 60 m de altitud y es una muestra clara de los movimientos distensivos que se registran dentro de una morfoestructura. El sector C, en contraparte, se subdivide en tres regiones. Se identifican tres estadios de la disección fluvial, así como tres superficies de erosión en diferente nivel (120 m, 80 m y 60 m). Las laderas son cóncavas y asimétricas denotando la intensidad de los procesos erosivos en la vertiente del Pacífico.

Finalmente, el sector D muestra tres estadios de la erosión fluvial, con cuatro superficies niveladas a 520 m, a 420 m, a 360 m y a 260 m, lo cual nos habla de los continuos impulsos tectónicos locales, sin embargo, la vertiente es ligeramente cóncava local puede deberse a la predisposición a los procesos exógenos.

El perfil C - C' muestra, al igual que el perfil 2, muestra una geometría ligeramente cóncava y plana. Cinco sectores son identificados en función de sus propiedades tectónicas y estructurales (figura 42).

El sector A y B muestran superficies planas asociadas a zonas recientemente levantadas, tres superficies planas a diferentes niveles se identifican (20, 40 y 60 metros). Presentan límites tectónicos asociados con fallas normales como escarpas y rupturas de pendiente bien marcadas.

El sector C queda constituido por tres regiones, se identifican tres estadios de la disección fluvial, así como el mismo número de superficies de erosión (250 m, 180 m y 120 m). Dislocado por fallas impulsos tectónicos diferenciales que forman sistemas de pilar-fosa de escalas pequeñas. La asimetría de las vertientes, sobre todo las interiores, denotan la importancia de los procesos erosivos-denudatorios.

El sector D se ha dividido en dos, con dos etapas de insición y dos superficies de erosión (240m y 180 m) muestra una asimetría en las vertientes, ya que son convexas, lo anterior puede deberse a que la influencia de la estructura es todavía evidente, así mismo se identifica una fuerte inclinación hacia el sur, la cual se muestra como una zona de transición entre la premontaña y montaña. Finalmente, el sector E muestra dos estadios de la erosión y dos superficies planas (440 m y 400 m). Inclinada hacia el sur y con vertientes asimétricas (cóncavas), limitado por escarpas tectónicas con desnivel hipsométrico mayor a los 200 metros.

En sí, el sistema transversal de perfiles nos permite identificar cinco estadios de la disección regional del relieve, con ocho superficies regionales de planación (960 m, 880 m, 720 m, 440 m, 260 m, 180 m, 120 m, 80 m y 20 m). Se identifican una serie de estructuras pilar-fosa interiores, así como los límites de las principales estructuras tectónicas en función de su expresión en el relieve. Se puede afirmar que la proximidad con las zonas de sutura de las placas mayores (occidente y norte del área de estudio) origina una mayor actividad y diferenciación de las estructuras endógenas, lo cual queda plasmado en el relieve.

Con fundamento en el estudio de las secciones geomorfológicas, longitudinales y transversales, se observa una influencia directa de los sistemas tectónicos e impulsos moderados, fuertes e intensos cerca de la región de sutura del río Balsas, límite tectónico de los Macrobloques Guerrero y Michoacán.

A medida de que nos alejamos del área de influencia de dicho límite, el régimen tectónico de impulsos verticales es menor, y es sustituido por un régimen transpresivo. Asimismo, dicho estudio permitió diferenciar el territorio en regiones homogéneas en función de la posición hipsométrica, niveles altitudinales y pendiente del terreno, vinculando la dirección de desplazamiento vertical, niveles locales y regionales de la disección y correlación con antiguos niveles de erosión. Por lo que, éste estudio permite caracterizar y diferenciar las unidades del mapa morfogenético.

5.9 Carta morfogenética.

El objetivo central de la carta morfogenética es diferenciar las formas del relieve en función de su origen, añadiendo información de la edad (en terminos geológicos), tipo de roca, intensidad relativa de movimientos verticales (impulso tectónico), morfometría (densidad y profundidad de la disección) y elementos morfológicos. Lugo H. (1989), menciona que la carta morfogenética es una combinación de información geológica y topográfica, de lo que resulta una primera interpretación del relieve, ésta carta presenta una información general, expresando los elementos más importantes del relieve de una región, permitiendo identificar y evaluar el territorio desde un punto de vista histórico y genético. Así, La clasificación del relieve esta en función de tres factores explicativos: tectónicos, erosivos y litológicos (Derrau, 1970).

a) factores tectónicos. Determinan la disposición de los materiales mediante los procesos endógenos, destacando las características de plegamiento, fracturación, fallamiento, levantamiento y hundimiento.

El factor tectónico toma como criterio el punto de vista histórico-genético y jerárquico-espacial de las formas del relieve, con base en tres categorías esenciales: geotecturas (elementos de la arquitectura planetaria continental, oceánica y de transición marginal e intracontinental); morfoestructura (expresión regional o local de la estructura geológica en el relieve); y morfoescultura (manifestación exógena en el relieve).

Así, el curso bajo del río Balsas se encuentra inmersa en una serie de categorías superiores jerárquicas. A nivel planetario se ubica en un orógeno: morfoestructuras continentales y oceánicas, que caracterizan zonas de sutura continental de disyunción transcurrente y oceánicas recientes (insulares, montañosas, volcánicas, fosas profundas y otros elementos regionales). Coincidiendo con las zonas de subducción, obducción y transformación (Hernández, S. et al. 1994).

Como consecuencia de la dinámica existente entre las placas Cocos Norte y Sur, en subducción bajo la placa de Norteamérica, se genera una región estructural de transición marginal, donde la Sierra Madre del Sur queda contemplada.

Los complejos Guerrero, Xolapa, Mixteco, Juarez y Oaxaca, representan etapas tectónicas bien diferenciadas en la evolución tectónica de la Sierra Madre del Sur. Dichas etapas, constituyen los basamentos metamórficos, intrusivos cretácicos y sedimentarios (de débilmente a fuertemente plegados), que oscilan desde el Paleozoico (terreno Xolapa) hasta el Plioceno (depósitos

sedimentarios debilmente basculados del terreno Guerrero), dichos complejos, constituyen el piso estructural del relieve.

La estructura geológica del curso bajo del río Balsas inicio su formación a partir del Triásico, a raíz de la orogénia Apalachiana, y el cual se ha modificado por los episodios tectónicos regionales; en el Jurásico la formación del arco magmático de la Sierra Madre del Sur, en el Cretácico la intrusión de cuerpos magmáticos demarcan el inicio de la orogénia Laramide, en el Terciario la formación de un arco magmatico de edad Oligoceno-Mioceno y al final del Terciario se favorece el desarrollo de la Trinchera Mesoamericana, finalmente, en el Plioceno se presenta fallamientos laterales y levantamientos tectónicos moderados.

Así, el relieve se diferencia por su edad cronológica y proceso de formación en: a) terrenos sedimentarios de areniscas triásicas débilmente plegadas, b) cuerpos intrusivos masivos del Cretácico, c) complejo volcánico sedimentario débilmente plegado del Cretácico, y d) Conglomerados del Cuatemano. Según Centeno E. et al. (1993), la existencia de deformación débil y plegamiento. diferencian dichas unidades de los complejos Xolapa y Mixteco.

La diferenciación del relieve en montañas, premontañas, elevaciones, llanuras, plataforma continental y talud continental, constituye a las categorías del relieve y cuyo fundamento es el estudio altimétrico y las superficies de nivelación, los cuales permitieron vincular las regiones hipsométricas con los impulsos tectónicos de levantamiento y hundimiento, siendo débiles en la región de llanura, de débiles a moderados en la premontaña y de moderados a fuertes en la montaña.

Los rangos de diferenciación altitudinal (en la montaña de 800 metros, en la premontaña de 400 metros y en la llanura de 80 metros), permite hacer una subdivisión de categorías del relieve y el piso altitudinal de las unidades identificadas.

Así, el relieve se ha subdividido en: montañas bajas (hasta 1200 m) y pequeñas (hasta 680 m); premontañas, que no sobrepasan los 520 metros de altitud; elevaciones, que son primordialmente bajas (hasta 240 m); llanuras, que presentan niveles inferiores a los 40 metros; plataforma continental, la cual registra como máxima profundidad a los 150 metros y, finalmente, el talud continental, que en el área de estudio, llega a registrar como máximo 650 metros de profundidad. Como siguiente categoría, se presenta el mecanismo de formación de las morfoestructuras, el cual determina el proceso endógeno que las distingue en el curso de su evolución geológico-geomorfológica. Esta categoría tiene por objeto resaltar las deformaciones tectónicas a las que ha

sido sometido el territorio para la conformación de las unidades del relieve bien definidas (plegadas, basculadas, fracturadas o en bloques).

El estudio de los alineamientos permite diferenciar el relieve en función de la dinámica tectónica, diferenciando cuatro familias de fracturas y fallas: Fracturamiento primario con expresión en el relieve, originadas por el enfriamiento diferencial de los cuerpos intrusivos. Fracturamiento distensivo y compresivo, originados por la acción subductiva en la Trinchera Mesoamericana y la fragmentación de los macrobloques Michoacán y Guerrero, a lo largo de la zona de sutura "Cañones de Petacalco-Río Balsas- Trinchera Mesoamericana". Finalmente el sistema de fallas laterales diestras como respuesta al mecanismo de fragmentación entre el Macrobloque Michoacán, Guerrero y la placa Norteamérica.

Sumado a lo anterior, el estudio de las secciones geomorfológicas permitió definir la disposición de las unidades del relieve identificadas en función de las relaciones existentes entre la disposición hipsométrica de las superficies de nivelación, las flexiones y rupturas de pendiente de carácter estructural, litológico, erosivo y acumulativo.

b) Factores litológicos y erosivos. Referidos a la naturaleza y características de las rocas en función de su dureza y su influencia en el relieve, así como su influencia en la degradación del relieve por los elementos climáticos (Derrau M. 1970). Este apartado es estudiado a partir de métodos indirectos de cartografía geomorfológica, los mapas de densidad y profundidad de la disección, así como la disposición de la configuración de drenaje fluvial permitieron la caracterización.

Las características litológicas han sido diferenciadas en función de los elementos estructurales y de la dureza de las rocas en: andesitas masivas; calizas, conglomerados y areniscas fracturadas en bloques; calizas y andesitas en plegamiento; y granito fracturadas.

En tanto, los aspectos erosivos de la densidad y profundidad de la disección permiten diferenciar a las unidades litológicas en: Densamente disecada, moderadamente disecada y poco disecada, o en abrasivas y acumulativas; asimismo, se denotan los niveles mínimos y máximos de la profundidad de la disección.

La configuración de la red fluvial está determinada por el sustrato litológico (erosión diferencial) y por el control estructural (de fallas y fracturas). En el primero, el patrón fluvial de tipo dendrítico es común en andesitas; el patrón ortogonal y anular en intrusivos. En el segundo, determina cambios

abruptos en la dirección de valles, asimismo, sectores lineales de valles de aproximadamente 4 kilómetros. En contraparte, patrones fluviales subdendriticos y paralelos se presentan en la zona de transición entre la montaña y la premontaña, y no guarda una relación directa con el sustrato litológico. En la llanura, el patrón fluvial está determinado por ser el nivel de base regional, no así del sustrato litológico.

Finalmente, en el mapa morfogenético se hace mención a elementos y formas del relieve y los cuales fueron identificados en los mapas hipsométricos (sistemas de parteaguas y morfología de los mismos), superficies de nivelación (que muestran su posición altitudinal), jerarquía fluvial (que permitió diferenciar los valles con un orden superior al tercer orden y el corte erosivo de tipo "V" o en caja) y los alineamientos del relieve (clasificación de los sistemas lineales en función de su expresión y orden estructural). Así, estos elementos y formas son diferenciados en: tectónicas (escarpas no diferenciadas), fluviales (erosivas y acumulativas), denudativas (superficies de nivelación e interfluvios de cumbres diferenciados según su morfología), marinas (barde continental, cañones submarinos y eje de cañones submarinos) y fluvio marinas (deltas y prodelta).

5.10 Caracterización morfogenética.

Con base en la explicación anterior, el relieve del curso bajo del río Balsas se subdivide en función de las características hipsométricas y morfogenéticas, donde el relieve de tierra firme se constituye de montañas, elevaciones bajas y llanuras; en tanto el fondo marino por la plataforma continental y el talud continental.

TIERRA FIRME

I. Montañas.

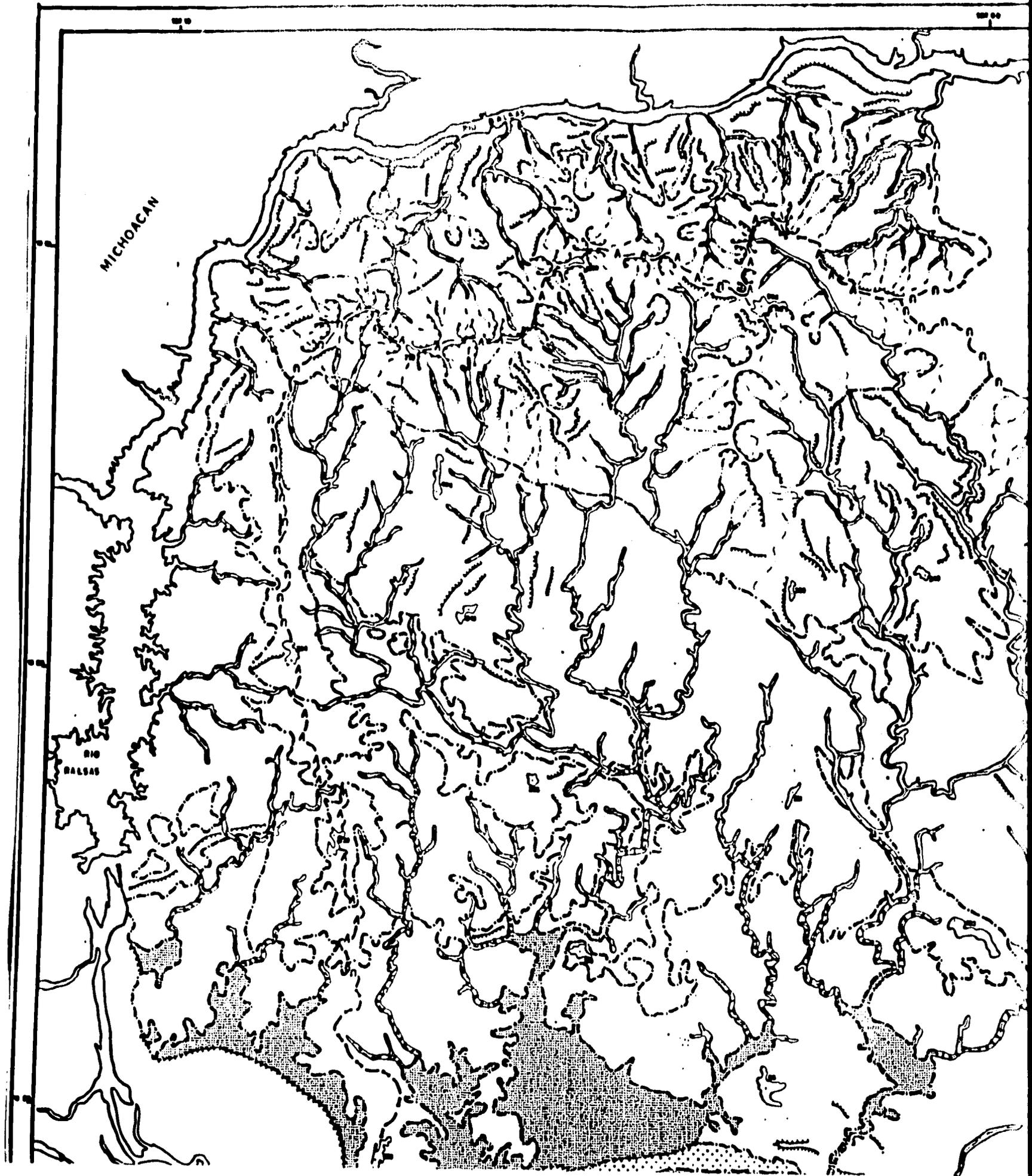
Constituida de rocas ígneas (andesitas del Cretácico y granitos del Triásico) y sedimentarias (calizas Cretácicas, areniscas y conglomerados del Cretácico inferior).

Caracterizada por situarse a un nivel hipsométrico superior a los 200 metros de altitud. La pendiente del terreno es mayor a los 30 grados, ríos de primero, segundo y tercer orden en un patrón de drenaje dendrítico, con densidad de la disección mayor a 8.8 km y profundidad de la disección superior a los 80 metros, le confieren particularidades erosivas.

El sistema montañoso presenta una orientación W-E, la existencia de superficies de erosión a diferentes niveles (1190 m, 960 m, 870 m, 740 m y 620 m), la presencia de escarpas bien marcadas, el desarrollo de circos erosivos en las zonas próximas a la divisoria de aguas, así como la sinuosidad de ésta última, nos habla de un relieve que ha transcurrido por varias etapas de formación (figura 43).

La zona de montaña se ha dividido en 2 unidades en función de su basamento geológico. A) Formadas en los complejos intrusivo y sedimentario plegado Cretácico, y B) Formadas en el complejo intrusivo del Terciario. Estas unidades son producto de esfuerzos de carácter compresivo con dirección NE-SW que propician el emplazamiento de cuerpos intrusivos y emisiones volcánicas, que demarcan el inicio de la orogenia Laramide, así como el levantamiento de grandes sectores del relieve continental y oceánico. Los sistemas extensionales con dirección N-S son de menor dimensión, en tanto los W-E propician el desarrollo de grandes pisos altitudinales longitudinales en el relieve.

Sin embargo, la formación el relieve actual se propicia en el Mioceno con el cambio en la dirección de subducción y la eminente formación de la placa de Cocos, y que continua durante el Plioceno con relevantes ascensos diferenciales del relieve, demarcando regiones montañosas,



GUERRERO

N

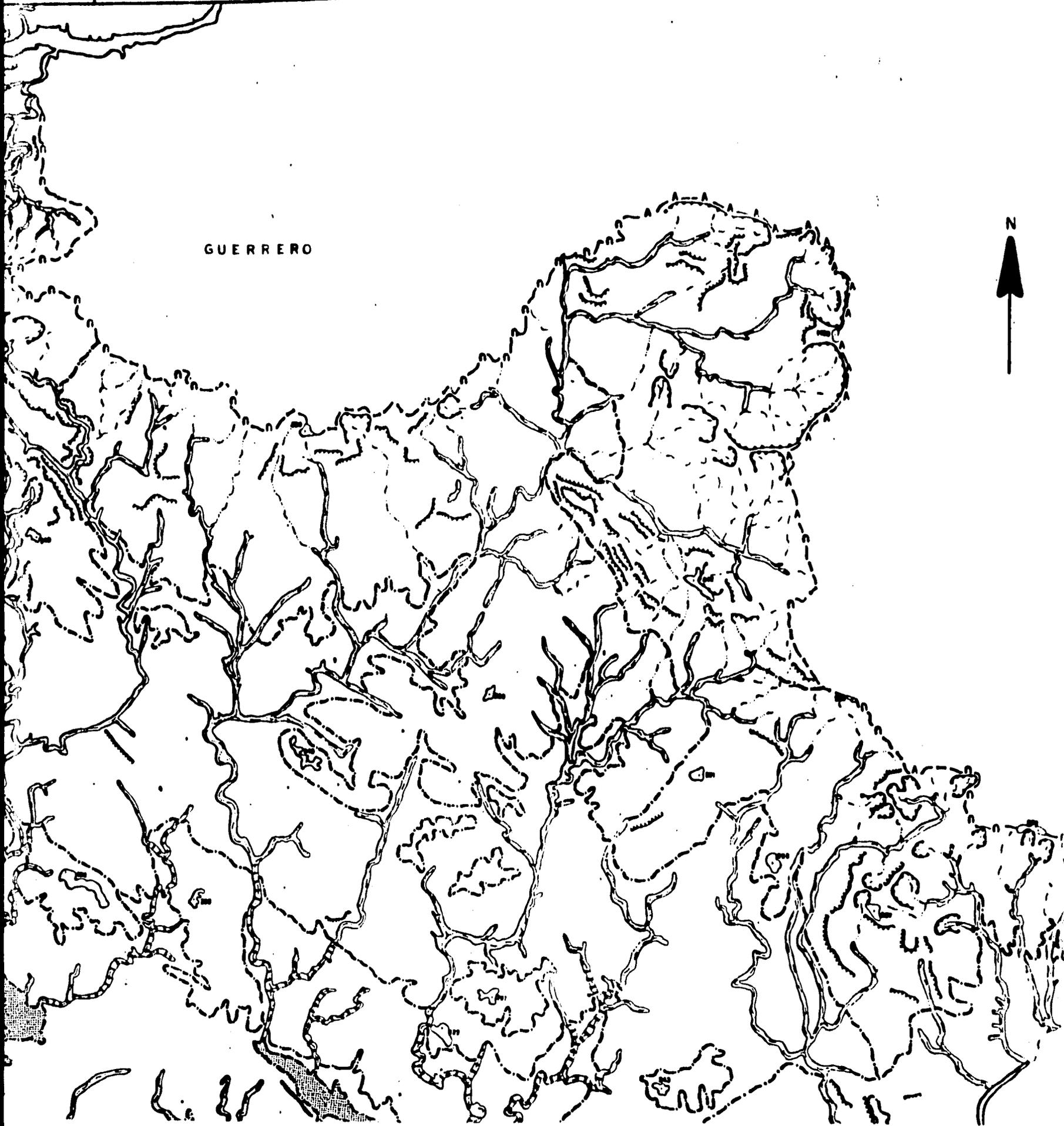


Figura 43. Mapa morfogenético del curso bajo del río Balsas.

TIERRA FIRME

I. MONTAÑAS.

A. FORMADAS EN LOS COMPLEJOS INTRUSIVO Y SEDIMENTARIO PLEGADO CRETACICO.

1. Montañas bajas, masivas sobre basamento intrusivo-plegado moderadamente disecadas ($320\text{ m} < H < 1020\text{ m}$; $40\text{ m} < h < 260\text{ m}$).
2. Montañas bajas, basculadas, en bloques escalonadas moderadamente disecadas ($500\text{ m} < H < 1200\text{ m}$; $20\text{ m} < h < 180\text{ m}$).
3. Montañas pequeñas, de bloques en plegamientos, escalonadas poco disecadas ($420\text{ m} < H < 680\text{ m}$; $20\text{ m} < h < 80\text{ m}$).
4. Montañas pequeñas, de bloques en plegamientos moderadamente disecadas ($140\text{ m} < H < 520\text{ m}$; $40\text{ m} < h < 100\text{ m}$).
5. Premontañas, masivas, en basamento intrusivo muy poco disecadas ($280\text{ m} < H < 120\text{ m}$; $20\text{ m} < h < 80\text{ m}$).

B. FORMADAS EN EL COMPLEJO INTRUSIVO DEL TERCIARIO.

6. Premontañas masivas, moderadamente disecadas ($80\text{ m} < H < 300\text{ m}$; $40\text{ m} < h < 100\text{ m}$).

II ELEVACIONES BAJAS.

A. FORMADAS EN EL COMPLEJO INTRUSIVO DEL TERCIARIO.

7. Elevaciones bajas masivas, densamente disecadas ($80\text{ m} < H < 160\text{ m}$; $20\text{ m} < h < 120\text{ m}$).

B. FORMADAS EN EL COMPLEJO PLEGADO DEL TERCIARIO.

8. Elevaciones bajas de bloques en plegamientos, densamente disecadas ($120\text{ m} < H < 240\text{ m}$; $20\text{ m} < h < 120\text{ m}$).
9. Elevaciones bajas de bloques en plegamientos, con fragmentos de basamento Terciario, poco disecada ($100\text{ m} < H < 160\text{ m}$; $20\text{ m} < h < 60\text{ m}$).

C. FORMADAS EN EL COMPLEJO SEDIMENTARIO TERCIARIO.

10. Meseta fracturada con alternancia simétrica de estructuras de horst y graben, poco disecadas ($60\text{ m} < H < 85\text{ m}$; $20\text{ m} < h < 40\text{ m}$).

D. FORMADAS EN LA COBERTURA SEDIMENTARIA CUATERNARIA.

11. Elevaciones bajas de bloques, basculadas, densamente disecadas ($40\text{ m} < H < 100\text{ m}$; $10\text{ m} < h < 100\text{ m}$).

III LLANURAS

A. FORMADAS EN LA COBERTURA SEDIMENTARIA CUATERNARIA

a. FLUVIALES.

12. Llanuras acumulativas, planas ($10\text{ m} < H < 20\text{ m}$; $h < 20\text{ m}$).

b. MARINAS.

13. Llanuras abrasivas, onduladas ($H < 40\text{ m}$; $h < 20\text{ m}$).
14. Llanuras acumulativas, planas ($H < 10\text{ m}$; $h < 20\text{ m}$).

c. FLUVIOMARINAS.

15. Llanuras deltaicas ($H < 10\text{ m}$; $h < 10\text{ m}$).

FONDO MARINO

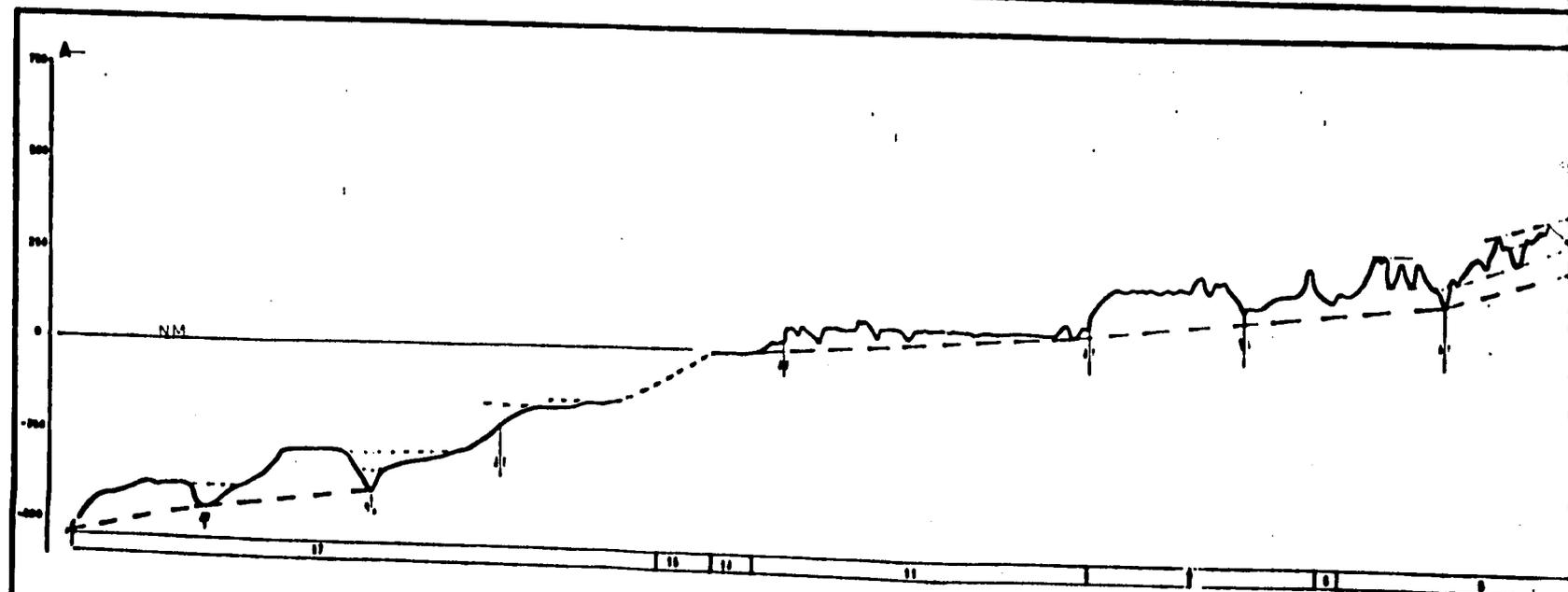
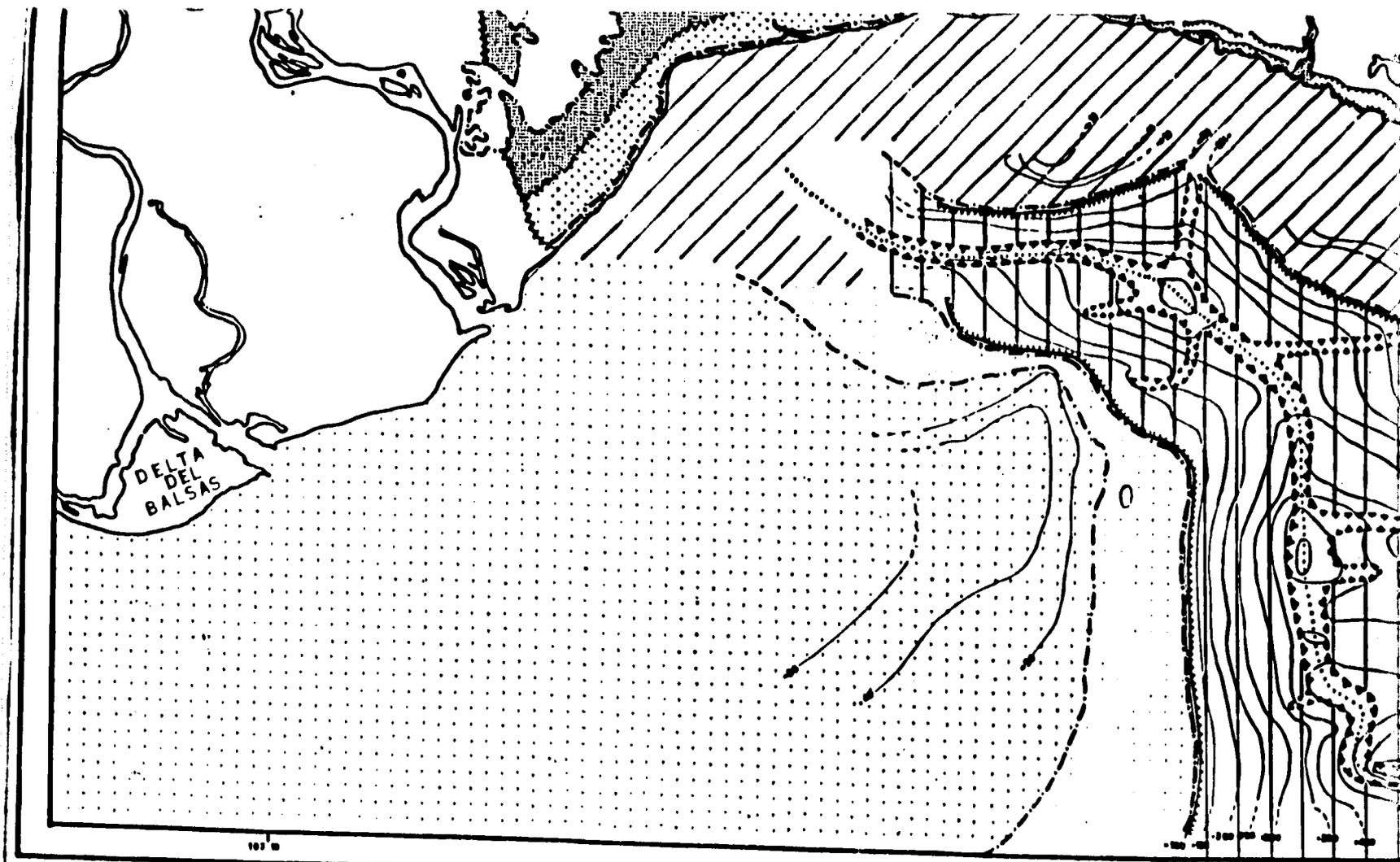
IV. PLATAFORMA CONTINENTAL.

16. Llanura abrasivo-acumulativa ($-20\text{ m} < H < -150\text{ m}$).

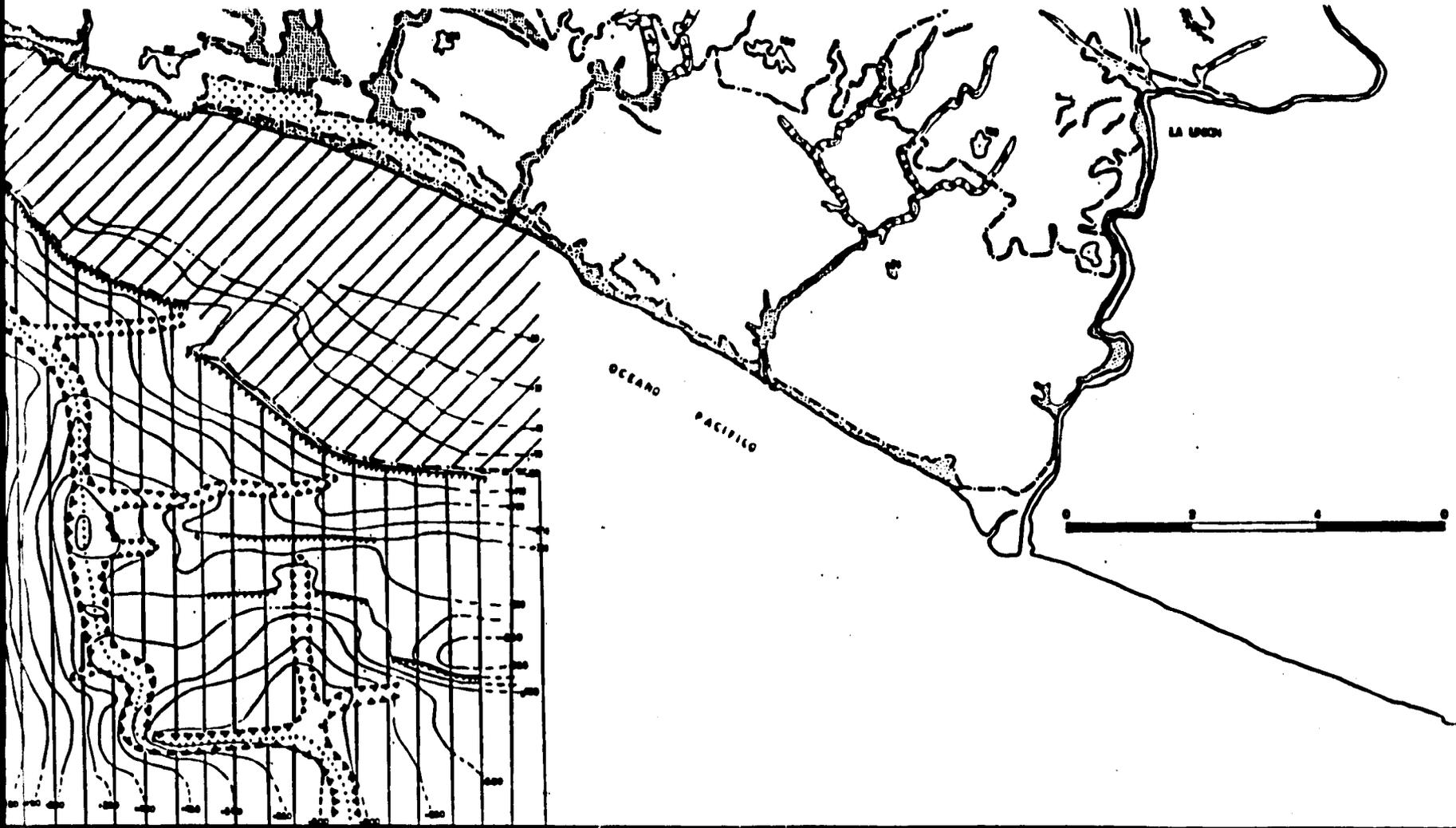
V. TALUD CONTINENTAL.

17. Escalonadas, con pendientes abruptas, disecada por cañones profundos ($-60\text{ m} < H < 350\text{ m}$).

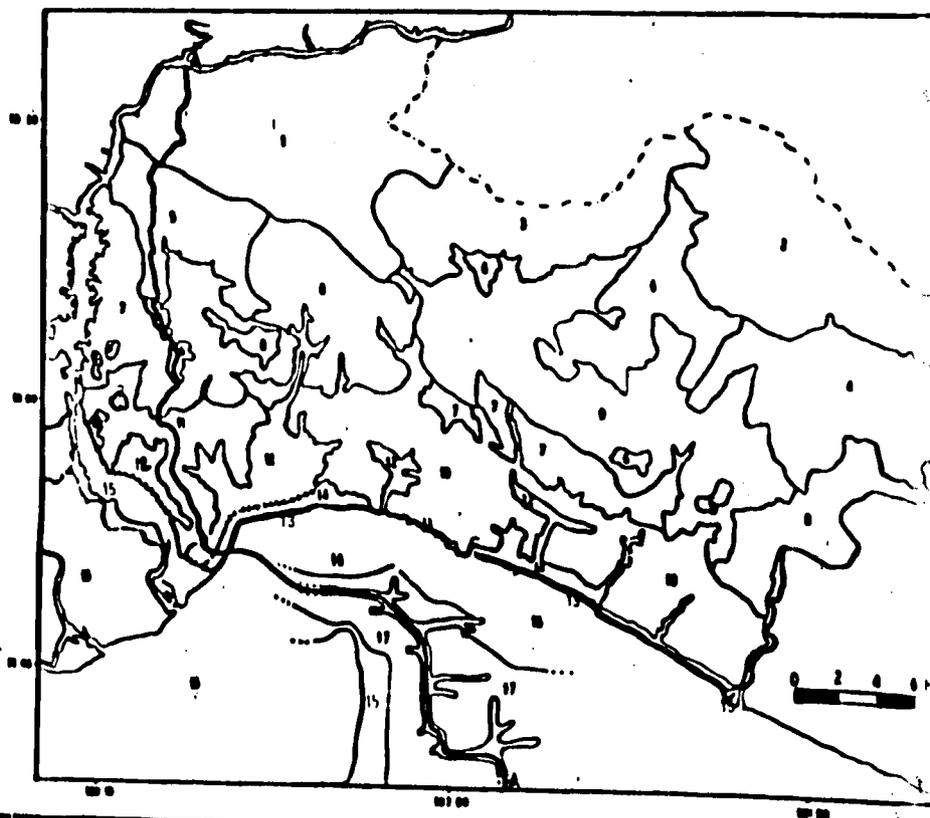
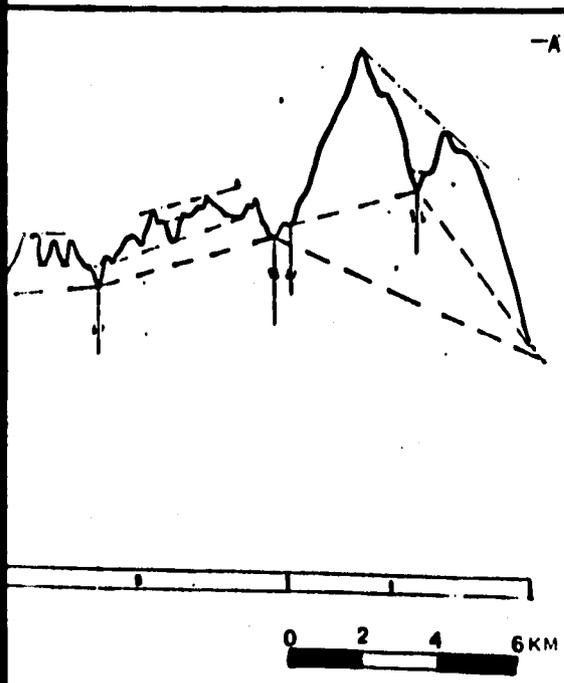




-  Falla mostrando la dirección de desplazamiento.
-  Línea de correlación que une profundidades de valles formados por la erosión de ríos, de importancia secundaria.
-  Línea de correlación que une profundidades de valles formados por la erosión de ríos, de importancia considerable.
-  Línea de levantamiento general y líneas superficiales de levantamientos secundarios.



101 00



0100

FORMAS DEL RELIEVE

1. TECTONICAS

 1.1 escarpas

2. FLUVIALES

2.1 Erosivas

 2.1.1 Valles fluviales menores a tercer orden.

 2.1.2 Sector de valles fluviales mayores a tercer orden y corte erosivo en forma de "V".

 2.1.3 Sector de valles fluviales mayores a tercer orden y corte erosivo en forma de "caja".

 2.1.4 Circos erosivos, no diferenciados.

2.2 Acumulativas

 2.2.1 Conos y pedimentos fluviales

 2.2.2 Barras costeras

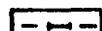
 2.2.3 Playas

3. DENUDATIVAS

 3.1 Superficies de nivelación, mostrando la altitud en metros.

 3.2 Interfluvios de cumbres agudas.

 3.3 Interfluvios de cumbres redondeadas.

 3.4 Interfluvios de cumbres planas.

4. MARINAS

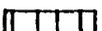
 4.1 Borde continental, limite entre la plataforma continental y el talud continental.

 4.2 Cañón submarino.

 4.3 Cañón secundario.

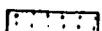
 4.4 Eje del cañón submarino.

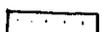
 4.5 Plataforma continental.

 4.6 Talud continental, escalonado.

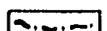
5. FLUVIOMARINAS

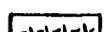
 5.1 Deltas.

 5.2 Delta submarino.

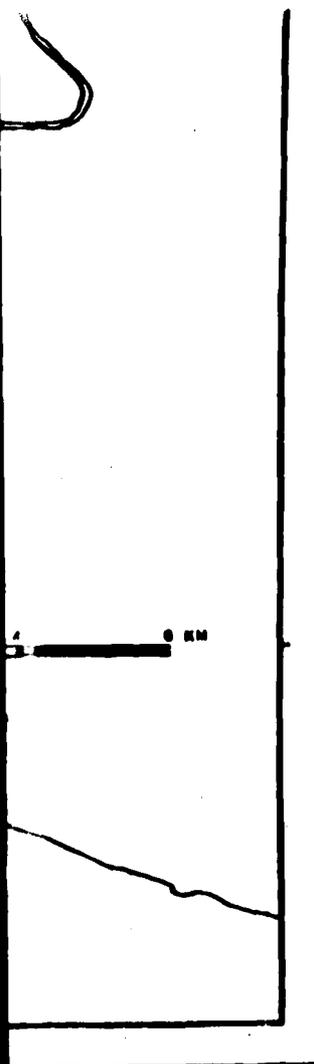
 5.2 Prodelta.

SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS

 Limite morfogenético.

 Limite morfogenético diferido.

 200 Isobatas.



elevaciones bajas, premontañas y llanuras. Durante el Mioceno continúa la formación del relieve, esencialmente en las regiones límite de las grandes estructuras, así como un cambio en las deformaciones interbloque, fallas laterales demarcan un nuevo estadio en la deformación.

Las montañas formadas en los complejos intrusivo y sedimentario plegado Cretácico presenta subunidades de nivel inferior, las cuales toman como base de diferenciación el grado de deformación, la disposición altitudinal y el grado de reelaboración exógena.

1 Montañas bajas, masivas sobre basamento intrusivo-plegado moderadamente disecadas..

Con una altitud mínima de 160 metros y máxima de 1020 metros presenta un desnivel topográfico de 860 metros. Con orientación preferencial del sistema montañosa W-E y basculamiento al NW, se forma como un pilar tectónico cuyo principal impulso lo desmembra en dos (fig. 44).

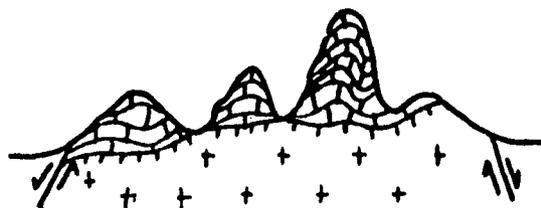


Figura 44. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Montañas bajas, masivas sobre basamento intrusivo plegado.

Limitado por un sistema de fallas normales que se reflejan en el relieve como escarpas (el desnivel es aproximadamente de 300 metros), ríos de cuarto y quinto orden (ríos Sorcua y Mamey). En dichas zonas la densidad y profundidad de la disección presentan valores de 9.7 km y mayor a 100 metros (siendo la máxima profundidad de 260 m).

Constituido por la sierra Benitez, la cual se encuentra desmembrada por un sistema de fallas en dirección N-S y NW-SE cuyas direcciones responden a los campos de esfuerzos miocénicos. Escarpas de diferente origen, circos erosivos, cuatros superficies de nivelación, vertientes con inclinación superior a los 45 grados y una divisoria de aguas sumamente sinuosa, son evidencia de que el relieve ha pasado por varias etapas que se vinculan con la historia tectónica local y regional (figura 43).

2 Montañas bajas, basculadas, en bloques escalonadas moderadamente disecadas.

Con altitud mínima de 380 metros y máxima de 1200, el desnivel topográfico es de 820 metros corresponde al cerro El Águila, el cual se orienta al NW-SE con basculamiento al NE. Limitado por un sistema de fallas y alineamientos con dirección NW-SE y NE-SW en forma ortogonal premiocénicas, que se reflejan en el relieve por medio de escarpas y sistemas fluviales de jerarquía tres y cuatro.

El parteaguas es sumamente sinuoso producto de la densidad de circos erosivos cerca de las divisorias, las superficies de nivelación nos indican tres posibles estadios en el desarrollo tectónico local. Es un pilar tectónico que recibe un impulso principal (figura 45).

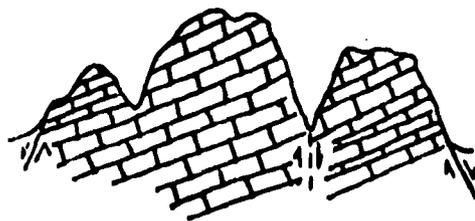


Figura 45. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Montañas bajas, basculadas (monoclinal), en bloques escalonadas.

3 Montañas pequeñas de bloques en plegamientos, escalonadas, poco disecadas.

Su altitud mínima es de 200 metros y la máxima de 680, la altura relativa es de 480 metros, esta formada por el cerro Vista Hermosa. Con orientación W-E, dicho sistema es limitado en los extremos por pilares tectónicos, cuyas zonas de articulación son fallas normales con dirección N-S, lo cual, por definición se clasifica como una fosa tectónica (figura 46).

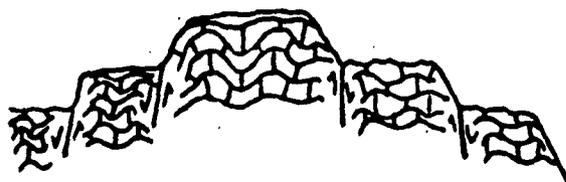


Figura 46. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Montañas pequeñas, de bloques en plegamiento, escalonadas.

Los sistemas de falla que la desmembran presentan una geometría ortogonal en función de los sistemas distensivos prevalecientes durante el Pleistoceno y que se relaciona con la definición de los límites del bloque Guerrero (figura 43).

La densidad de la disección (5.3 km) y la profundidad (40 metros), así como la mínima presencia de escarpas, circos erosivos, la existencia de órdenes de corriente de primer y segundo orden y la baja sinuosidad el parteaguas, la diferencia de las dos anteriores.

4 Montañas pequeñas, de bloques en plegamientos moderadamente disecadas.

Presenta una altura relativa de 360 metros, ya que la altitud mínima es de 160 y la máxima de 520, con orientación W-E y basculamiento al sur, correspondiente a la deformación premiocénica. Limitada por un sistema de fallas normales con dirección NW-SE y N-S relacionada con los esfuerzos de carácter compresivo y distensivo que la desmembran en una serie de pequeñas estructuras en bloque (figura 47).



Figura 47. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Montañas pequeñas, de bloques en plegamientos.

Los ríos de primero y segundo orden, sinuosidad mínima del parteaguas, densidad fluvial de 5.4 km y profundidad menor a los 40 metros, así como, la presencia mínima de circos erosivo, cimas redondeadas (a diferencia de las cuatro regiones anteriores, agudas), y la identificación de sólo dos superficies de nivelación, nos indican una región que ha mantenido constante su modificación del relieve con etapas bien diferenciadas de deformación.

5. Premontañas, masivas, en basamento intrusivo muy poco disecadas.

Con altitud mínima de 200 metros y máxima de 380, su altura relativa es de 180 metros. Formada por una sierra pequeña con dirección S-N paralela al río Balsas, con basculamiento hacia el sur, posiblemente relacionado con los esfuerzos distensivos del Pleistoceno (figura 43).

La presencia de escarpas, la baja sinuosidad de parteaguas con densidad y profundidad de la disección de 7.6 km y 60 metros, respectivamente, así como la captura de valles y superficies de nivelación a diferentes niveles, nos permiten hablar de un relieve que se ha constituido a través de varios episodios tectónicos, esencialmente premiocénicos y que ha sido reactivado en el pleistoceno por el cambio en los sistemas de esfuerzos regionales.

Las montañas formadas en el complejo intrusivo del Terciario son cuerpos emplazados durante el Cretácico y cuya actividad ha migrado hacia el sur, resultado de el cambio en la dirección de subducción entre las placas Cocos y Norteamérica (figura 48).

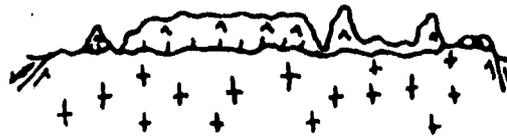


Figura 48. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Premontañas masivas, en basamento intrusivo.

6 Premontañas, masivas moderadamente disecadas.

Con altura relativa de 180 metros (la altitud máxima es de 280 y la mínima de 100), esta estructura se encuentra sumamente desmembrada por sistemas de drenaje bien estructurados y valles de que oscilan de primero hasta quinto orden. Se presenta longitudinalmente en el curso bajo del río Balsas, las premontañas son falladas en dirección N-S (figura 49).

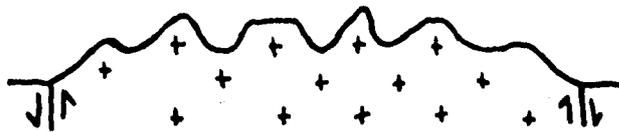


Figura 49. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Premontañas, masivas moderadamente disecadas.

Pese a estar constituida por rocas antiguas, las estructuras primarias presentan un reflejo en el relieve (sistema anular de divisorias de aguas, valles fluviales y escarpas erosivo-litológicas). La densidad de la disección oscila entre los 5.6 y 8.8 km y la profundidad de 40 a 80 metros, los valores más elevados de dichos parámetros, se ubican en la confluencia de sistemas de fallas, fluviales y litológicos (figura 43).

II. Elevaciones Bajas.

Se presenta como una zona de transición entre la montaña y la planicie, se constituye de rocas ígneas (granito triásico) y sedimentarias (areniscas, calizas y conglomerados cretácicos). Situada a un nivel hipsométrico superior a los 80 metros de altitud, presenta pendientes superiores a los 12 grados de inclinación, llegando a ser mayores a los 30 grados en barrancos incisivos y escarpas.

Los sistemas fluviales se encuentran bien integrados, ríos de primero, segundo y tercer orden son característicos, en tanto los de quinto y sexto se ubican en la zona límite de la región. Las superficies de nivelación se conforman por tres pisos generales (80, 120 y 180 metros), sin embargo, se encuentran sumamente disecadas (8.6 km y > 80 m).

Las divisorias de aguas tienen una orientación N-S y se encuentran truncadas por fallas normales y laterales producto de tres etapas de deformación: premiocénicas (plegamiento en dirección NW-SE), miocénicas (fallamiento longitudinal NW-SE y transversal NE-SW) y pleistocénicas (fallamiento longitudinal transcurrente diestro).

Las deformaciones premiocénicas y miocénicas se caracterizan por ascensos moderados del relieve, en tanto las deformaciones pleistocénicas son de ascensos muy débiles. Así, se reconocen cuatro unidades en función de su basamento geológico, categoría del relieve y su grado de modelado.

- Formadas en el complejo intrusivo del Terciario.

7. Elevaciones bajas masivas, densamente disecadas.

Con altitud mínima de 80 metros y máxima de 180 metros, presenta una altura relativa de 100 metros. tiene una orientación N-S con basculamiento al sur posiblemente relacionado con los mecanismos de distensión miocénicos. Es truncado por sistemas transversales pliocénicos.

Pese a ser una estructura "antigua", se reconocen estructuras primarias que permiten identificar el origen intrusivo de la estructura. La disposición de la divisoria de aguas y la forma de la red de drenaje (anular), refuerzan éste postulado (figura 50).

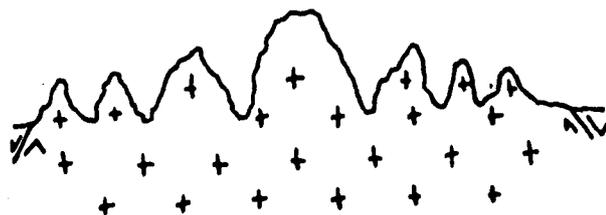


Figura 50. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Elevaciones bajas, masivas.

Los ríos de primero, segundo y tercer orden son característicos, sin embargo los ríos de cuarto y quinto orden la delimitan, los valles presentan morfología en "V". La densidad de la disección oscila entre 7.6 y 8.8 km, en tanto 60 metros es la constante en la profundidad de la disección.

Dos superficies de planación demarcan igual número de estadios (120 y 160 metros) aunque desmembradas, son bien reconocidas. Sumado a lo anterior, la sinuosidad en el parteaguas, la captura de valles y la presencia de escarpas erosivas y tectónicas, son indicadores de la intensa actividad en la evolución del relieve (figura 43).

- Formadas en el complejo plegado del Terciario.

8. Elevaciones bajas de bloques en plegamientos, densamente disecadas.

Presenta una altura relativa de 160 metros (altitud mínima de 80 metros y máxima de 240), se constituye por un sistema desmembrado de cimas con orientación N-S y basculado al SW, cuya deformación es correlacionable a los sistemas de esfuerzos miocénicos. Son flanqueadas por una serie de estructuras plegadas que se encuentran falladas mas no desplazadas lateralmente (figura 51).

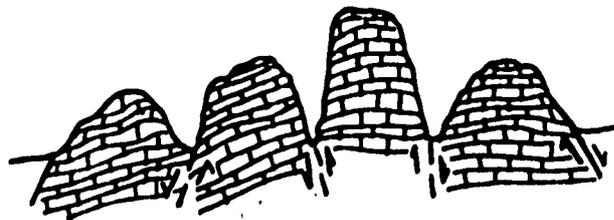


Figura 51. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Elevaciones bajas, de bloques en plegamientos, densamente disecadas.

Ríos de cuarto, quinto y sexto orden la caracterizan, en sistemas fluviales dendríticos, la densidad de la disección y profundidad son menores a 5.6 km y mayor a 80 metros nos diferencian estructuras de bloque en forma transversal.

9. Elevaciones bajas de bloques en plegamientos, con fragmentos de basamento terciario, poco disecada.

Con altitud mínima de 60 metros y máxima de 260 metros, registra una altura relativa de 200 metros, presenta una orientación NW-SE y se encuentra poco disecada (menor a 60 metros), plegada y fallada. estas deformaciones caracterizan dos estadios: premiocénicas (plegamientos N-S) y pleistocénicas, esta última, falla y desplaza una serie de anticlinales (figura 52).

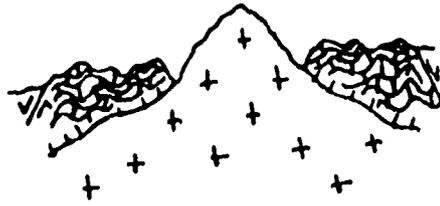


Figura 52. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Elevaciones bajas, de bloques en basamento intrusivo y plegado.

Se caracteriza por contener sectores cubiertos por depósitos cuaternarios que constituyen niveles de base locales. Los ríos de tercero, cuarto y quinto orden desmembran la estructura, propiciando la formación de pequeños bloques. La densidad de la disección es menor a 8 km, en tanto la profundidad es de 60 metros.

Se presenta como un sistema de transición en fallas escalonadas en las cuales se reconocen tres estadios de nivelación y disección, así como un sistema de fosas centrales en dirección W-E vinculadas a las deformaciones plioceno-cuaternarias. Los valles y escarpas presentan similar orientación, la detección de divisorias de aguas truncadas y desfasadas, ejes de pliegues fallados y rotados, nos indican un comportamiento lateral derecho del pleistoceno.

- Formadas en el complejo sedimentario Terciario.

10. Meseta fracturada con alternancia simétrica de estructuras de horst y graben, poco disecadas.

Presenta un rango hipsométrico de 0 a 85 metros sobre el nivel del mar, la meseta presenta una orientación NW-SE y se densamente fallada y fracturada, aunque poco disecada. La dirección de la estructura se corresponde a las deformaciones pliocénicas de ascensos moderados, aunque la detección de fallamiento lateral diestro nos evidencian deformaciones holocénicas (la deflección de cauces y presencia de saltos de falla, nos evidencian estas deformaciones), figura 53.



Figure 53. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Meseta con alternancia simétrica de horst-graben, masivas.

Dichas deformaciones le propician al territorio particularidades morfológicas relevantes (desarrollo de valles con morfología en "V" en las cimas) y escarpas tectónicas que permiten la subdivisión en estructuras de bloques de tipo horst-graben simétricas.

la densidad de la disección es menor a 5.6 km, aunque en sectores que limitan bloques es mayor a 7.6 km. La profundidad de la disección llega a ser mayor a 60 metros. Los valles de primero, segundo y tercer orden son característicos, aunque las máximas anomalías de la red fluvial se registran en éste sector. Sectores lineales de costa erosiva y escarpas tectónicas denotan una deformación estructural reciente (figura 43).

- Formadas en la cobertura sedimentaria cuaternaria.

11. Elevaciones bajas de bloques, basculadas, densamente disecadas.

La altura máxima de cimas es de 100 metros en tanto la mínima de 40 metros, presenta un desnivel hipsométrico de 100 metros (con respecto al nivel del mar). La estructura se orienta en forma longitudinal y se constituye de conglomerados del Cuaternario producto de la relevante deposición originada por los levantamientos pliocénicos. Lineamientos y fallas en dirección S-N y NW-SE son relacionados con las deformaciones cuaternarias, cuya evidencia principal son terrazas fluvio-marinas levantadas y el basculamiento hacia el sur de toda la estructura (Figura 54).

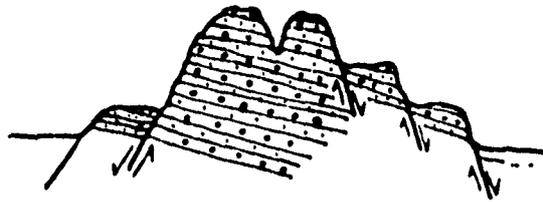


Figura 54. Esquema transversal de la estructura interna del relieve: Elevaciones bajas, de bloques, basculadas, densamente disecadas.

Densidad de la disección menor a los 4.4 km y profundidad superior a los 40 metros (las diferencias de densidad y profundidad de la disección por categorías del relieve se aprecia mejor en el cuadro 8), así como tres superficies de nivelación (20 m, 80m y 100 m) y la presencia de escarpas erosivas y tectónicas nos hablan del fuerte contraste tectónico local que se vincula con las deformaciones recientes de tipo vertical (Figura 43).

El cuadro 8, permite observar una correspondencia mínima en las regiones de montaña y premontaña de los valores de densidad y profundidad de la disección, lo cual puede deberse a la heterogeneidad litológica y disposición hipsométrica. Sin embargo, la diferencia entre la llanura y la premontaña se enfatiza por la configuración de las lisolíneas de densidad de la disección y por los niveles máximos de profundidad de la disección.

CUADRO 8

CUADRO COMPARATIVO DE LA DENSIDAD Y PROFUNDIDAD DE LA DISECCIÓN POR REGIONES MORFOGENÉTICAS.

REGION MORFOGENETICA	DENSIDAD		PROFUNDIDAD (en metros)	
	MÁXIMA	MÍNIMA	MÁXIMA	MÍNIMA
1	9.7	8.0	120	75
2	8.8	8.0	90	70
3	8.0	6.2	80	80
4	9.7	8.0	90	80
5	9.7	5.3	80	70
6	8.0	7.1	60	40
7	7.1	5.3	100	40
8	8.8	8.0	90	60
9	8.8	5.3	80	40
10	8.8	3.5	60	10
11	6.2	3.5	80	20
12, 13, 14 Y 15	2.5	0.2	10	0

III. Llanuras.

Es una región acumulativa fluvial, marina y fluvio-marina formada en la cobertura sedimentaria Cuaternaria, en un ambiente de transición donde la pendiente es menor a los tres grados de inclinación. Tiene una altitud menor a los 20 metros y se constituye de sedimentos (no muy potentes), no consolidados del cuaternario que descansan en el basamento Terciario de areniscas.

Con base en sus características genéticas y ambientales se ha dividido en tres: fluviales (acumulativas planas), Marinas (abrasivas onduladas y acumulativas planas) y fluvio-marinas (deltaicas).

12. Llanuras fluviales Acumulativas, planas.

Constituida por depósitos sedimentarios continentales de tipo proluvial y fluvial de facies proximales, cuya forma lenticular y tamaño de las partículas (de 5 cm de radio a arenas gruesas) evidencian dichas facies.

La existencia de dos llanuras fluviales entre las elevaciones bajas con orientación NW-SE en forma ovoide sugieren una posible "cuenca de tracción", ésta tiene una longitud aproximada de 5 km. Se refuerza lo anterior postura con la evidencia de cimas truncadas, pliegues desplazados y fallados, así como escarpas con desniveles de entre 30 y 50 metros en los flancos de dicha cuenca, se registra como una zona de subsidencia del terreno (figura 43).

13. Llanuras marinas abrasivas, onduladas.

Con una altitud máxima de 40 metros y playas erosivas-mixtas, se ubica en la región de impulsos tectónicos moderados, su distribución se da en forma longitudinal. La presencia de escarpas con pendientes superiores a los 30 grados la vinculan con fuertes procesos erosivos.

14. Acumulativas, planas.

Constituida por sedimentos cuaternarios, es un ambiente transicional que se constituye por una serie de antiguas líneas de costa y barras, provocada por la abundancia en el aporte de sedimentos y actividad de impulsos tectónicos de ascenso. Tiene pendientes menores a los 1.5 grados y tanto la densidad como la profundidad de la disección son mínimas.

Fluviomarinas.

15. Deltaicas.

Se identifican dos sistemas deltaicos principales: Balsas y La Unión, lo cuales se diferencian por sus dimensiones espaciales y de aporte de sedimentos, es un ambiente de transición. De acuerdo a su morfología se clasifican como deltas lobulados y redondeados (Corrales Z. et al. 1977 y Derruau M. 1970).

El delta Balsas presenta un retroceso en su línea de costa por inactividad deltaica (Ortiz M. y Espinosa R. 1991). caracterizado por su sedimentación limo-arenosa y areno-limosa, con presencia de antiguos canales (arenas finas) y barras (arenas finas y limos gruesos). El delta se ha diferenciado en tres partes en función del ambiente, la cercanía con la fuente de aporte de sedimentos y el tipo de materiales: Llanura deltaica continental, delta submarino y prodelta.

FONDO MARINO

IV. PLATAFORMA CONTINENTAL.

16. Llanura abrasivo-acumulativa.

Zona de enlace entre el relieve continental y oceánico, se ubica en una margen activa. morfológicamente presenta pendientes menores a los tres grados y su extensión hacia el mar no sobrepasa los cuatro kilómetros, presenta bordes escarpados y terrazas a diferentes niveles, es una región nerítica.

Paralela a la línea de costa, es truncada por una serie de cañones perpendiculares y paralelos, los cuales permiten su subdivisión en pequeñas estructuras en bloque.

V. TALUD CONTINENTAL.

17. Escalonado, disecado por cañones abruptos.

El talud es un elemento de primer orden del relieve de la Tierra. Es una ladera de aproximadamente 700 metros, su límite superior coincide con el margen de la plataforma continental. En éste caso, el límite inferior coincide con la Trinchera Mesoamericana.

La pendiente de inclinación es aproximadamente de 13 grados, se refleja en el relieve como grandes escarpas paralelas a la línea de costa a diferentes niveles, y presenta alineamientos en dirección N-S (escarpas y cañones submarinos secundarios).

Con base en la clasificación genética del relieve de Leontiev et al. (en Córdoba C. 1988), es un talud de tipo tectónico acrecional, dado que la corteza oceánica y los sedimentos están siendo adheridos a las laderas del talud mediante el mecanismo de subducción.

Como se ha mencionado, el talud es truncado por una serie de cañones submarinos, los cuales se caracterizan por su morfología en "V", lo cual nos indica régimen erosivo, a lo largo de la cual se realiza el transporte de materiales detríticos desde la plataforma (continente) hasta la llanura abisal.

En sí, el cañón submarino de Petacalco se presenta como uno de los rasgos morfológicos más relevantes del relieve submarino en el área de estudio, se desarrolla en forma perpendicular al talud y a la plataforma, sin embargo presenta varias inflexiones en dirección NW-SE (semejantes a los patrones generales de fallas regionales), sistemas romboidales (figura 43), que han sido definidos como cuencas "avant-Arc" (Mammericx, et al . 1982), y elevaciones dentro del mismo eje del cañón (fig. 55), lo cual nos permite presumir su actividad tectónica. La existencia de un sistema de fallas lateral derecho, así como una posible zona de compresión y fracturamiento refuerzan este planteamiento.

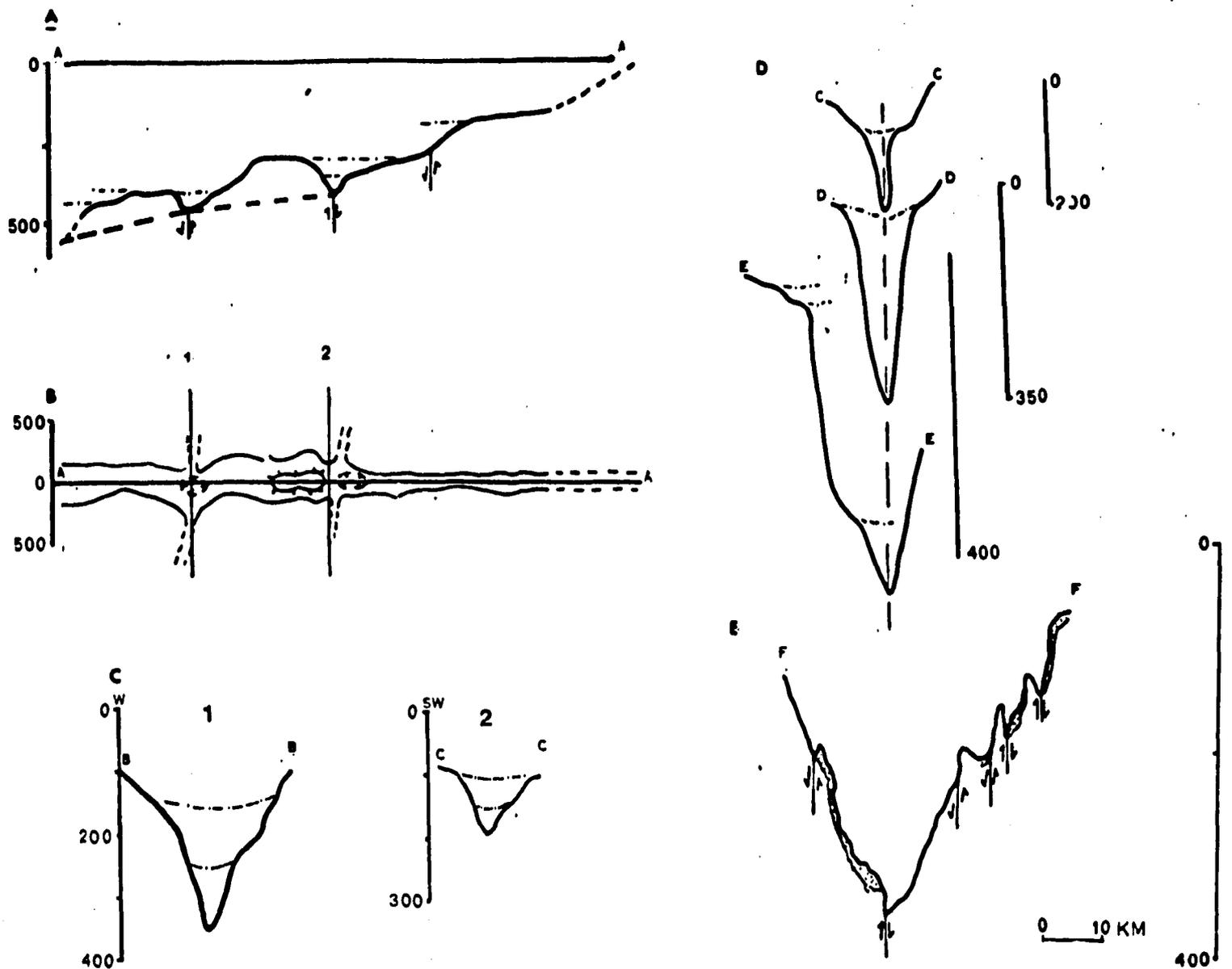
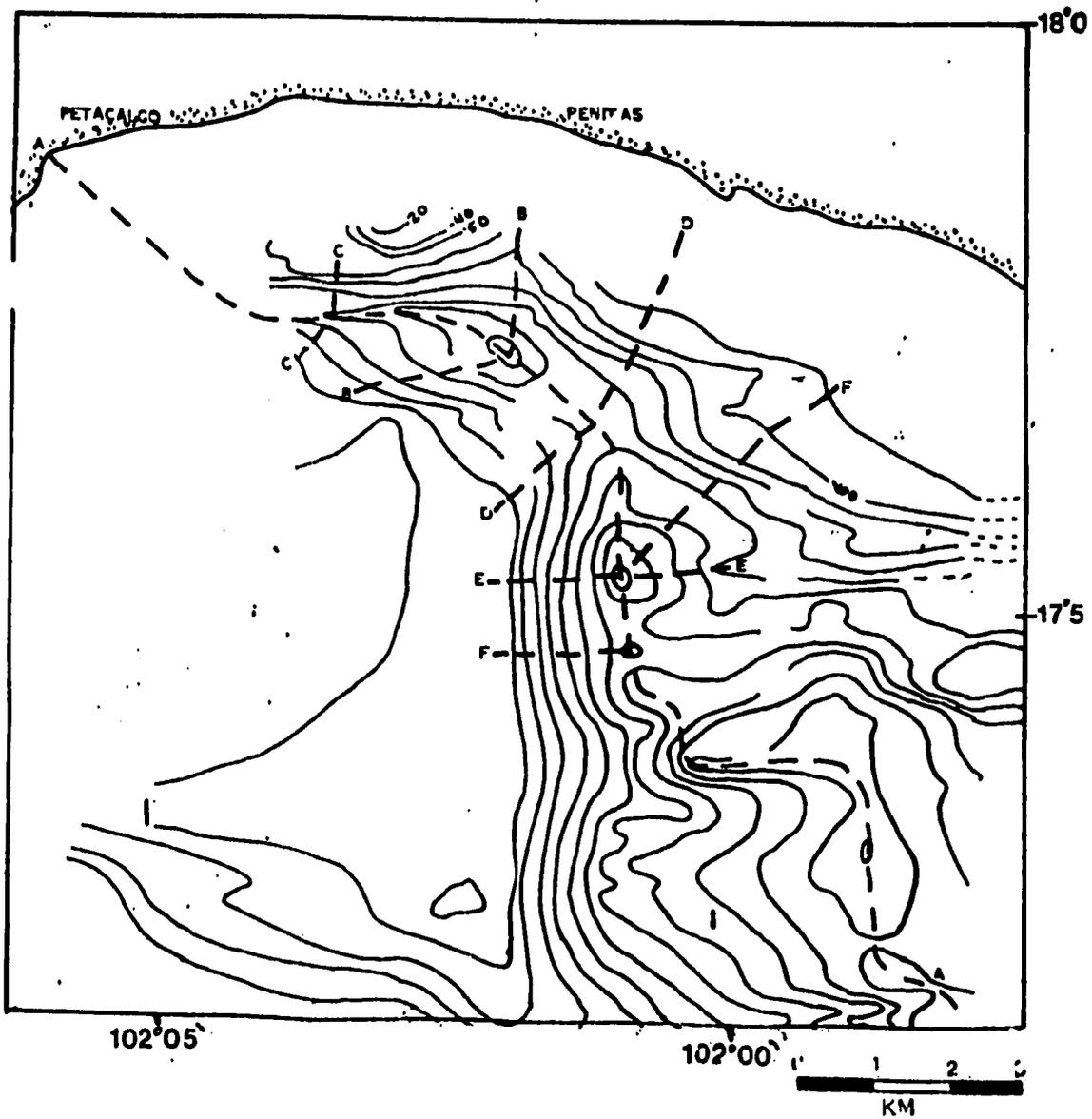
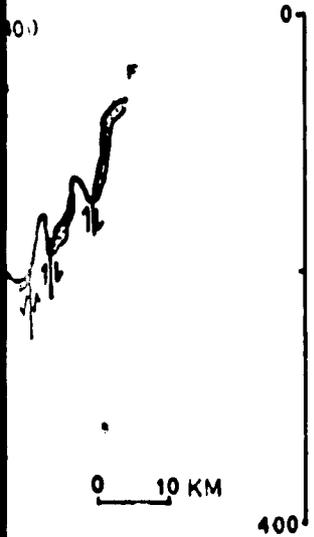
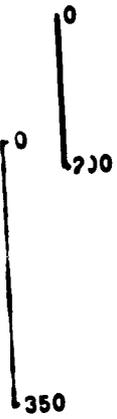


Figura 55. Estudio de las características morfológicas del cañón de Petacalco: a) perfil Longitudinal a través del cañón, b) Amplitud horizontal del cañón de petacalco, c) Secciones transversales al eje del cañón, en el perfil horizontal se muestra su ubicación, d) Secciones transversales a lo largo del cañón de Petacalco, resaltando los tipos de valles (Tomado de Gutiérrez E. 1990) y e) Perfil sísmico (la interpretación ha sido modificada de Gutiérrez, Op. Cit.), con una nueva interpretación de los movimientos relativos de fallas, se muestran las zonas de flujos turbidíticos.

-  Fallas mostrando la dirección de desplazamiento
-  Líneas de levantamientos generales y líneas superficiales de levantamientos secundarios
-  Líneas de correlación que une niveles de profundidades de valles relacionados con censos rápidos
-  Depósitos turbidíticos
-  Perfiles transversales



VI. BLOQUES TECTÓNICOS.

El estudio del relieve en función de las estructuras en bloque, está encaminado a detectar el plano morfoestructural activo durante la etapa tectónica reciente, destacando la expresión geomorfológica de las diferentes deformaciones plicativas y disyuntivas de la corteza terrestre. Además, se establece la relación entre la estructura geológica y la dinámica, definiendo los principales ejes de liberación de alta energía (regiones sísmicas y tectónicas activas).

Así, el presente capítulo tiene por objeto caracterizar el relieve en función de un arreglo estructural en bloques a partir de su diferente disposición espacial, por sus atributos morfométricos y por su comportamiento morfodinámico. En la identificación y diferenciación, se toma en cuenta el estudio previo geológico, tectónico, sísmico y geomorfológico.

6.1 Diferenciación de las estructuras en bloque.

El arreglo estructural del curso bajo del río Balsas se define en función de los criterios propuestos por V. Oriova (1981), N. Kostenko (1975), V. Bashenina, et al. (en Demek 1978) y Y. Simonov (Zamorano, O. 1990), que consiste en detección y diferenciación de alineamientos del relieve, análisis de los contrastes altitudinales, caracterización morfológica y morfogenética del relieve, así como el análisis comparativo de los aspectos geológicos, geofísicos y sísmicos del territorio.

Para la diferenciación de las estructuras en bloque del sector oriental del curso bajo del río Balsas, se consideran las siguientes premisas:

a) Los bloques están diferenciados por grandes alineamientos regionales que se relacionan con la dinámica tectónica provocada por la subducción del sector sur de la placa de Cocos bajo el bloque Guerrero. Asimismo, la fragmentación de los bloques Guerrero y Michoacán a lo largo de las zonas de fractura (Cañones de Petacalco-Río Balsas) y alineamientos regionales (Chapala-Tepalcatepec-Oaxaca).

b) Las fronteras de los bloques presentan actividad reciente que se evidencia por la expresión geomorfológica (escarpas tectónicas con desnivel topográfico superior a los 200 metros, frente montañoso, laderas inestables exogenamente activas, profundidad de la disección superior a los 80 metros y valles fluviales de quinto y sexto orden). Por datos geológicos (brecha de falla, estructuras secundarias como fallas y pliegues truncados y fallados). Y geofísicos (mecanismos sismofocales de fallas trancurrentes, inversas y normales).

c) En cada una de las unidades en bloque, el tipo de vertientes, ángulo de inclinación de las laderas, la disposición hipsométrica y espacial de las superficies de nivelación y cimas será diferente.

d) Las unidades en bloque, a partir del análisis de los perfiles geomorfológicos, deben presentar valles con profundidad similar, densidad de la disección y patrones fluviales que se relacionen con la estructura geológica.

e) El arreglo geométrico y orientación de los alineamientos, así como la densidad de fracturas y fallas, será diferente para cada una de las unidades en bloque identificada.

f) El tipo de las estructuras asociadas a las fallas y fracturas (principalmente domos de compresión, cuencas de tracción, ejes de pliegues fallados y desplazados, deflexión de valles y discontinuidad en ejes orográficos), son de suma utilidad en aquellas regiones donde la tectónica de levantamientos verticales presenta un predominio de movimientos laterales (transcurrentes).

Con base en estas premisas, se reconocen 48 estructuras en bloque, 39 en tierra firme y 9 en el fondo marino, su arreglo espacial y distribución responde directamente a la dinámica tectónica regional y local. Tres sistemas de bloques son identificados: longitudinales, transversales y diagonales (figura 56).

El patrón *longitudinal* presenta una orientación similar a la Trinchera Mesoamericana, sus límites están bien diferenciados por escarpas pronunciadas, sistemas fluviales, orientación preferencial de superficies de partaguas y corredores estrechos de brecha de falla.

Dicho sistema, se dispone en pisos altitudinales donde el contraste hipsométrico no es relevante (40 a 100 m), lo que hace suponer que los impulsos verticales presentan una intensidad moderada. Lo anterior se explica por el carácter compresivo de los esfuerzos y los movimientos laterales diestros, estos últimos permiten delinear bloques sumamente alargados o de forma romboidal (bloques 25 al 28 y 35 al 37. Figura. 56).

El patrón *transversal* responde a los sistemas distensivos de los macrobloques Guerrero y Michoacán. Es perpendicular a la Trinchera Mesoamericana y su manifestación más evidente es el alineamiento N-S del río Balsas (figura 56).

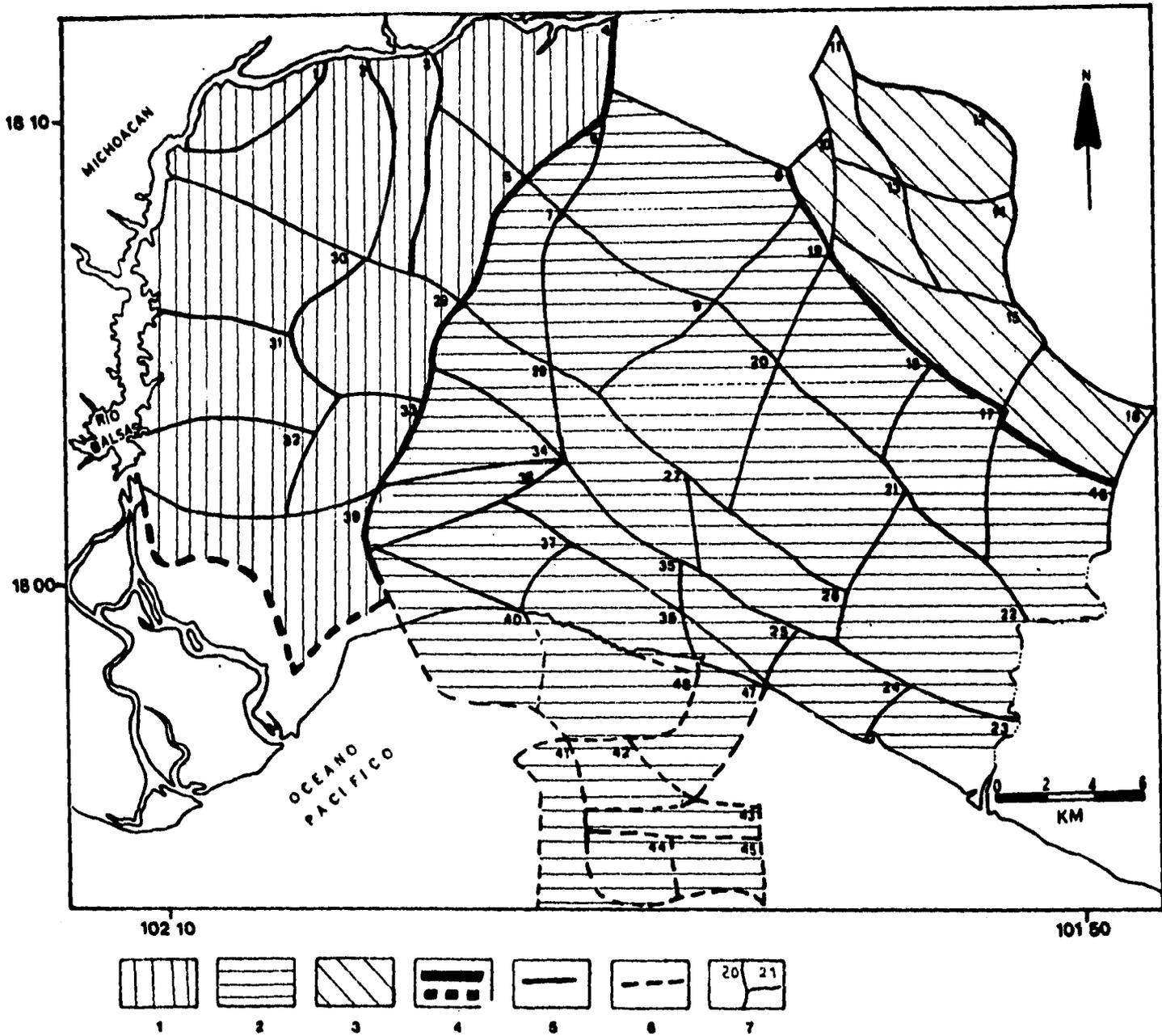


Figura 56. Diferenciación morfoestructural de los bloques del sector oriental del curso bajo del río Balsas.
 1. Sistema de bloques transversales, 2. Sistema de bloques longitudinales, 3. Sistema de bloques diagonales, 4. Limite del sistema transversal, longitudinal y diagonal, 5. Limite de los bloques en cada sistema, 6. Limite inferido de los bloques por cada sistema, 7. Número de bloque correspondiente para el análisis morfométrico.

Se identifican cuatro pisos altitudinales (de sur a norte), 80 m, 220 m, 460 m y 1020 m. El contraste hipsométrico es mayor a los 200 m, llegando a ser de 660 m, lo anterior, permite denotar la amplitud y magnitud de los impulsos verticales, los cuales se relacionan con el sistema de esfuerzos distensivo de dirección NW 38 SE y NE 30 SW. Cabe destacar que este sistema es el que mayor expresión tiene en el relieve (escarpas de falla bien marcadas, desniveles topográficos mayores a los 200 metros, cambios abruptos en la dirección de valles, captura de valles y circos erosivos gravitacionales y fluviales).

Por último, el patrón *diagonal* se ubica al nororiente del área en estudio, es reflejo de una antigua etapa de deformación, (lo anterior se infiere por la alta sinuosidad del parteaguas, la densidad de circos erosivos, el desmembramiento de las cimas y por lo sinuoso de los alineamientos), en donde el contraste altitudinal es relevante (mayor a los 150 metros), demarcando la intensidad moderada de los impulsos verticales que lo generaron. Las estructuras en bloque que lo conforman tienen una dirección preferencial NNW-SSE, y no se relaciona con los sistemas de deformación neotectónicos. (figura 56).

6.2 Caracterización de las estructuras en bloque.

Con base en la teoría general de sistemas, se propone el estudio del relieve en función del "equilibrio geomorfológico", donde los materiales, la estructura, procesos y modelado de los bloques conforman un conjunto autoregulado, toda vez que la expresión del relieve presenta un ajuste entre la dinámica interna y las condiciones externas. Así, las características morfológicas del relieve son producto de un ajuste entre los elementos del geosistema. (Ortiz P. et al. 1992).

Se parte de la premisa de entender en que medida el relieve está diferenciado en sus particularidades morfológicas por el carácter desigual de los movimientos tectónicos verticales, no olvidando por ello las características lito-geológicas y el tipo e intensidad de la acción exógena en el relieve.

Lugo H. (1989), menciona que un bloque tectónico es una porción de la corteza terrestre estable o móvil en su masa total, delimitada por fallas por las cuales se produce un desplazamiento vertical (y horizontal). Representa, por lo general, formas geométricas: triangulares, cuadrangulares (incluyendo rómbicas) y poligonales. Los bloques se caracterizan por límites rectilíneos y alturas más o menos iguales.

De acuerdo a Y. Simonov (Zamorano, O. 1990), los bloques pueden ser diferenciados a partir de las siguientes características morfométricas (figura 57 y cuadro 9): Altura absoluta (H), en metros sobre el nivel del mar; altitud de la base del bloque (h_3), la cual se obtiene del promedio de la altitud de los puntos extremos del eje menor ($h_1 + h_2 / 2 = h_3$); Altura relativa del bloque (h), resultado de la diferencia entre la altura absoluta y la altitud de la base ($H - h_3 = h$); Área del bloque (A), la cual es resultado del producto de la longitud del eje menor y el eje mayor ($E_1 \cdot E_2 = A$); finalmente, el coeficiente de forma (C.F.) que se obtiene del producto de la división del eje menor sobre el eje mayor (E_2 / E_1), la altura relativa sobre el área (h/A) y la altura relativa sobre el eje menor (h / E_2), $CF = E_2/E_1 \cdot h/A \cdot h/E_2$. El análisis de cada uno de éstos parámetros se presenta a continuación.

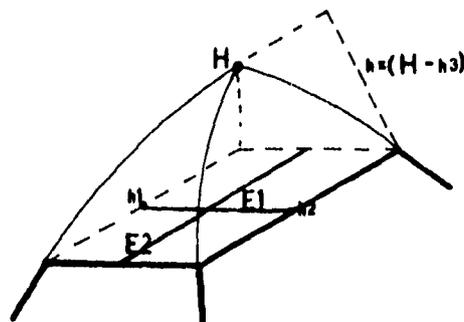


Figura 57. Esquema de bloque mostrando los parámetros morfométricos para el análisis estadístico-matemático. Altura absoluta (H), puntos extremos del eje menor (h_1 y h_2), altura relativa (h), eje menor (E_1) y eje mayor (E_2).

CUADRO 9

Base de datos de las unidades en bloque del curso bajo del río Balsas.

bloque	H MAX	H1	H2	H3	EJE MAY	EJE MEN	HRELAT	SIEN/MAY	AREA	HRELAREA	HRELMEN	COEFFORMA
1	620	60	395	227.5	11.4	5.7	392.5	0.5	64.98	6.040320098492	0.13771929825	0.4159343225716
2	1028	60	225	142.5	18.2	16.1	883.5	0.8846153846	293.02	3.015152549314	0.1097515528	0.2827348656394
3	800	660	540	600	17.7	2.8	200	0.1581920904	49.56	4.035512510089	0.14285714286	0.0911980228289
4	820	680	60	370	14.5	6.8	450	0.6068965517	127.8	3.528645768025	0.10227272727	0.2188952545671
5	940	590	486	528	12.2	8.7	412	0.7131147541	106.14	3.881665724515	0.09471264368	0.2621715210656
6	580	320	460	390	7	3.2	190	0.4571428571	22.4	8.482142857143	0.11875	0.4804591636735
7	560	350	175	282.5	11.9	5.7	297.5	0.4789915966	67.83	4.385964912261	0.10438596491	0.219298245614
8	680	320	210	265	15.3	12.6	415	0.8235294118	102.78	2.152712937027	0.06587301587	0.1187811593289
9	440	360	95	227.5	12.6	10.7	212.5	0.6492063492	134.62	1.578175641596	0.03971962917	0.0531646545776
10	520	300	280	290	7.7	4.3	230	0.5584415584	33.11	6.946541633263	0.10697674419	0.4149882132355
11	560	370	465	417.5	9.4	2.4	142.5	0.2553191489	22.56	6.316489351702	0.11675	0.1915105817112
12	1210	860	466	663	13.4	8.8	547	0.6567164179	117.92	4.638736127544	0.12431818182	0.3787148889204
13	740	240	510	375	8	5.8	365	0.725	46.4	7.866376310345	0.12586206897	0.717807112089
14	1020	840	570	605	8.8	7.8	415	0.8863636364	68.64	8.048037298037	0.10641025841	0.5702512449972
15	880	540	330	435	18.1	4.2	425	0.2320441989	78.02	5.590634043673	0.20238055231	0.2625438768683
16	580	180	320	240	10.9	6.8	340	0.623853211	74.12	4.587155063303	0.1	0.2881711877108
17	420	180	240	210	10.2	8.7	210	0.829411765	88.74	2.38646382891	0.04827596207	0.0974428281869
18	410	350	180	255	10.8	8.7	155	0.8055555556	63.98	1.849638143851	0.03563218391	0.6473507245006
19	420	380	180	270	14.5	11.1	150	0.7655172414	160.95	0.931986449208	0.02702702703	0.0192820644884
20	305	120	155	137.5	12	8.8	167.5	0.7416666667	106.6	1.58712059825	0.03784044644	0.0437831816728
21	285	77	150	113.5	11.9	10.8	171.5	0.9075630252	129.52	1.334422657982	0.03175925926	0.0384827707282
22	240	88	48	65.5	14.7	12.2	174.5	0.8299318728	178.34	0.973012155682	0.02860855736	0.0231007847848
23	85	85	0	32.5	8.7	8.8	52.5	0.7818091954	59.18	0.887423635091	0.01544117647	0.0107102888718
24	88	10	8	7.5	9.4	5.1	58.5	0.5425531915	47.84	1.22027834418	0.02284117647	0.0151885353583
25	85	8	10	7.5	10.1	3.8	77.5	0.3465348535	35.35	2.182382093352	0.04428571429	0.0336451608388
26	88	12	20	18	15.1	14.4	69	0.9536423841	217.44	0.317328818322	0.00958333333	0.0029000921012
27	140	88	90	78	15.8	6.1	82	0.381025641	99.18	0.651534258092	0.02032786855	0.0051788620516
28	200	120	185	142.5	9.8	9.2	57.5	0.5306122448	50.98	1.128335849785	0.02211538462	0.0132406789815
29	340	77	180	128.5	11.6	10.8	211.5	0.8823829412	124.85	1.692677070828	0.04028571429	0.0601662689883
30	410	88	400	246	14.1	10.4	162	0.7375886525	148.84	1.104746317512	0.03119384615	0.025385660082
31	305	185	108	136.5	12.1	8.5	168.5	0.7024793368	102.85	1.638308215848	0.03964705882	0.045628914772
32	240	130	42	86	13.6	8.1	154	0.585882353	110.18	1.397868594045	0.03802469138	0.0316986318887
33	305	105	37	71	8.3	6.9	234	0.8313253012	57.27	4.065908852803	0.08782608996	0.2303861859171
34	270	88	86	87	11.6	6.3	183	0.5431034483	73.08	2.504105090312	0.0580952381	0.0790088330219
35	78	50	35	42.5	14.7	3	35.5	0.2040016327	44.1	0.804988662132	0.02366666667	0.003888040477
36	80	20	78	46	14.7	5.8	32	0.3945578231	85.26	0.37532254281	0.01103448278	0.0016340573292
37	80	20	17	18.5	9.5	7.8	61.5	0.8	72.2	0.851800554017	0.01818421053	0.0110285755841
38	140	20	20	20	12.6	4.5	120	0.3571428571	56.7	2.116402116402	0.05333333333	0.0403124212648
39	105	0	3	1.5	12.3	9.3	103.5	0.756097561	114.39	0.904799370574	0.02225806452	0.0152271113584
40	20	-150	18	-66	11.9	9	86	0.756302521	107.1	0.802987661811	0.01911111111	0.0116062111119
41	-80	-50	-400	-225	13.2	3.9	165	0.2954545455	51.48	3.205128205128	0.08481536462	0.0601282051282
42	-125	-200	-325	-262.5	6	5.5	137.5	0.9166666667	33	4.166666666667	0.05	0.1909722222222
43	-125	-210	-340	-275	15	1.8	150	0.12	27	5.555555555556	0.16666666667	0.1111111111111
44	-325	-340	-600	-470	7	6	145	0.8571428571	42	3.452380852381	0.04833333333	0.1430272108844
45	-225	-310	-460	-385	7.5	4.5	160	0.6	33.75	4.740740740741	0.07111111111	0.2022716049383
46	480	180	130	155	13.2	10.2	325	0.7727272727	134.64	2.413844325809	0.0637254902	0.1188635463368
47	15	-20	-120	-70	11.8	5.1	85	0.4322033888	60.18	1.412429378531	0.03333333333	0.0203485888432

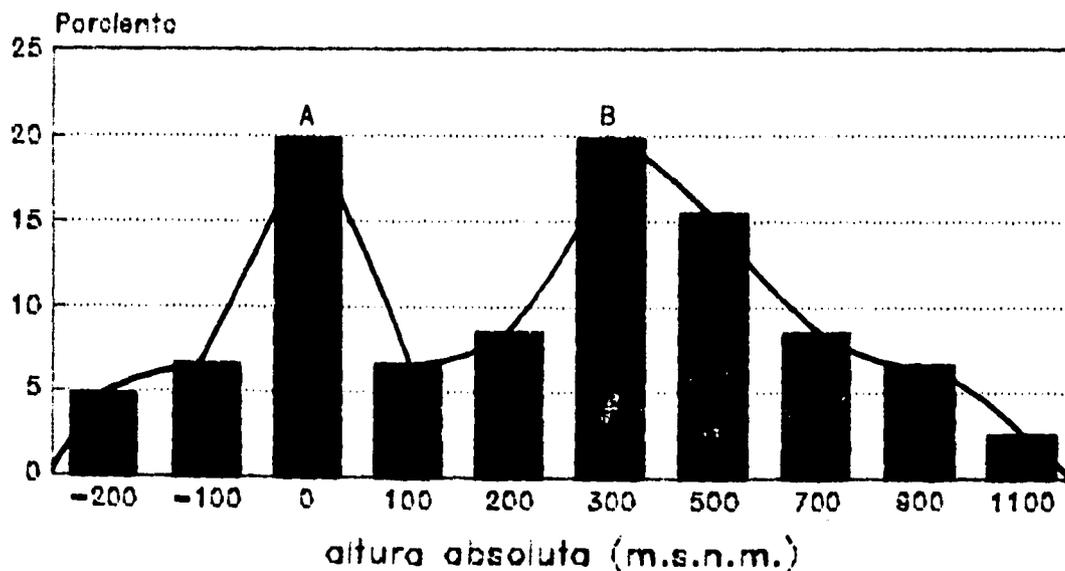
6.2.1 Altura absoluta.

La altura absoluta (H), representa el punto más álgido de las unidades de bloque, y corresponde a las cimas. Su distribución espacial y su deformación en el tiempo reflejan procesos variables tanto endógenos como exógenos.

Los parteaguas, representan los sitios mejor conservados y más estables del bloque, son remanentes erosivos que nos permiten reconstruir parte de los niveles y laderas primarias u originales, así como la sucesión de impulsos tectónicos a los cuales se ha visto sometido el relieve.

Los valores de altura absoluta oscilan de los -325 metros (bloque 45) hasta 1210 metros (bloque 12), lo cual nos da un desnivel topográfico de 1535 metros. Dicho desnivel se ha dividido en 10 rangos para denotar los contrastes altitudinales que guardan una estrecha relación con la regionalización geomorfológica del sector oriental del curso bajo del río Balsas. Lo anterior se corrobora al observar la gráfica 9, donde se identifica un comportamiento bimodal de los datos altitudinales, resaltando la división del territorio en dos grupos: A) -200 m a 200 m, y B) 200 m a 1100 m.

Altura absoluta (m.s.n.m.)



Gráfica 9. Histograma de alturas absolutas (en m.s.n.m.), del sector oriental del curso bajo del río Balsas: A) -200 a 200, B) 200 a 1200.

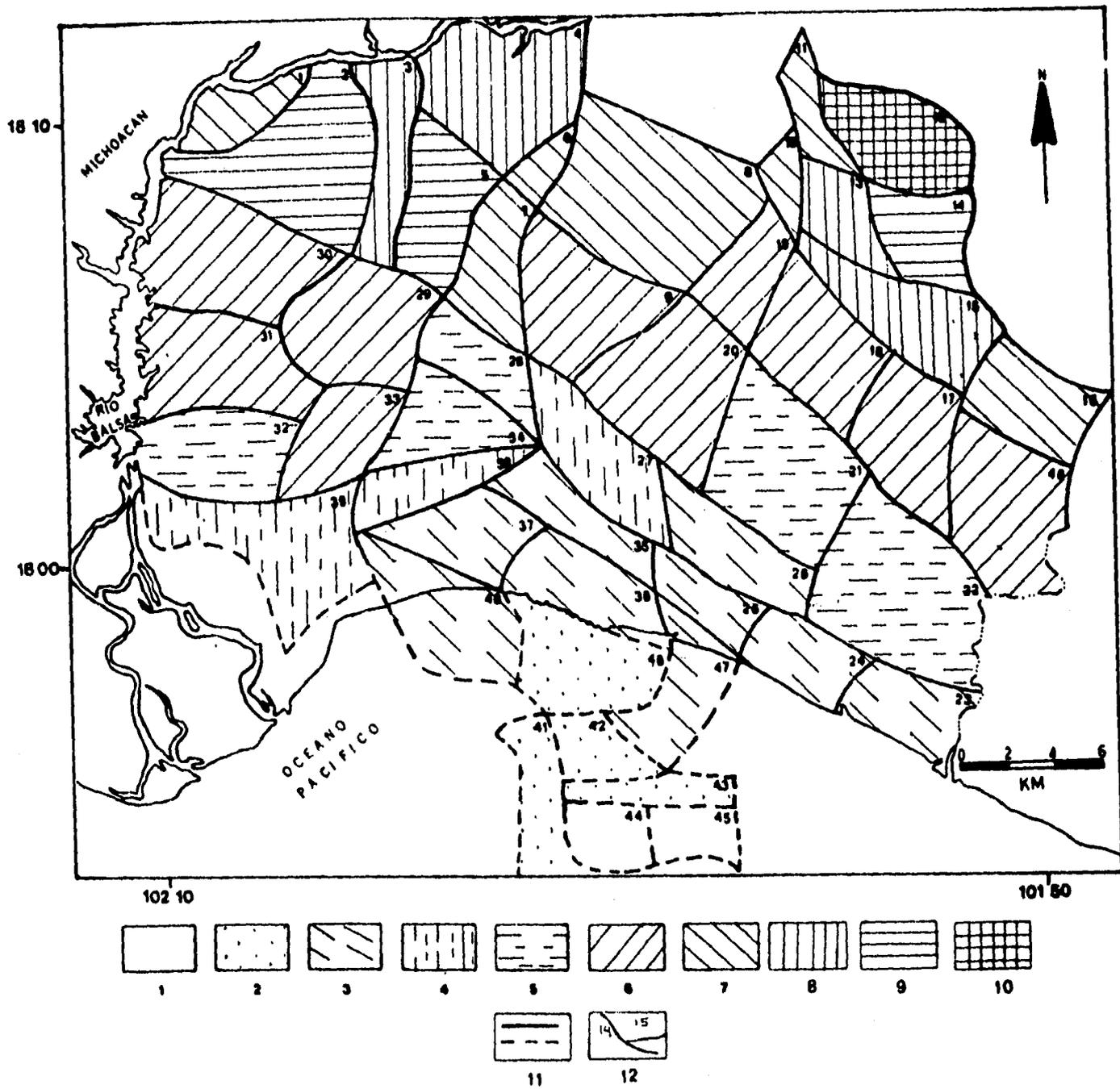


Figura 58. Distribución de las estructuras en bloque según su altura absoluta (m.s.n.m.). 1. -200 a -100; 2. -100 a 0; 3. 0 a 100; 4. 100 a 200; 5. 200 a 300; 6. 300 a 500; 7. 500 a 700; 8. 700 a 900; 9. 900 a 1100; 10. mayor a 1000; 11. Fronteras de bloques; 12. Número de bloque.

La distribución hipsométrica del grupo A representa el 40 % del total de los bloques, Donde 20 % se ubican en el relieve submarino (bloques con $H > -200\text{m}$ a 0 m), 12 % en la llanura y mesas (0 m a 100 m) y 7 % en las elevaciones bajas (100 m a 200 m). Su disposición es en forma longitudinal al territorio (figura 58). Los bloques del grupo B representan el 60 % del total de los bloques, de los cuales 43 % se ubican en la zona de elevaciones bajas (200 m a 500 m) y se disponen en forma longitudinal (bloques 17 a 20, 9 y 46) y transversalmente (bloques 29 a 33). Los bloques ubicados en la zona de premontaña y montaña ($> 500\text{ m}$), representan el 17 % de los bloques. Presenta un rango hipsométrico superior a los 600 metros, donde los bloques son desmembrados resaltando la familia de bloques transversales y diagonales, siendo en este último el máximo valor de alturas absolutas correspondiente al parteaguas regional (bloques 10 a 16).

- Contraste altitudinal.

Cabe considerar que se parte de la premisa de la existencia de un gradiente altitudinal de las laderas mas o menos constante entre los pisos altitudinales, cuando existe una anomalía, el gradiente continuo se interrumpe llevándose a cabo a manera de saltos de diferente magnitud (contraste altitudinal o hipsométrico) se buscan las causas que pudieron originarla. Estas causas pueden ser litológicas (dureza o resistencia a la erosión), erosivas (frentes de erosión regresiva) y Tectónicas (disyuntivas de falla normal).

El contraste de los impulsos de levantamiento han sido clasificados en débiles (0 m a 100 m), cuando los bloques se encuentran en el mismo piso altitudinal; moderados (100 m a 200 m), cuando existe un desfase entre un piso altitudinal; fuertes (200 m a 300 m), cuando existe un desfase entre dos pisos altitudinales; e intensos ($\text{mayor a } 300\text{ m}$), cuando el desfase es entre tres pisos altitudinales.

Así, el sector oriental del curso bajo del río Balsas presenta contrastes hipsométricos que se manifiestan en el territorio con el desarrollo de grandes escarpas desniveles topográficos mayores a 300 metros, facetas triangulares, control lineal de valles y anomalías en la densidad y profundidad de la disección, lo cual es una evidencia de la actividad tectónica reciente.

El contraste hipsométrico de menor magnitud (figura 59), permite definir grandes zonas homogéneas que presentan una dirección preferencial W-E, cabe destacar que en este apartado se analiza a el relieve desde un punto de vista de impulsos verticales, no así de laterales. El primer tipo de impulso demarca zonas de transición entre las regiones geomórficas y nos hablan de una evolución constante en el desarrollo del relieve.

Los impulsos moderados (figura 59), demarcan zonas de importante actividad tectónica, su reflejo en el relieve se denota por el desarrollo de abruptos cambios de pendiente, presentan un

distribución longitudinal, son zonas limítrofes entre la montaña y las elevaciones bajas o entre la premontaña y la llanura.

Finalmente, los ascensos intensos (figura 59), denota límites de bloques donde el contraste altitudinal esta manifiesto por escarpas de aproximadamente 400 metros de desnivel. La inestabilidad de las laderas se refleja en la densidad de barrancos y circos erosivos provocados, primordialmente por la pendiente del terreno. Su disposición es longitudinal y son zonas limítrofes entre la montaña y las elevaciones bajas o entre la plataforma continental y el talud continental.

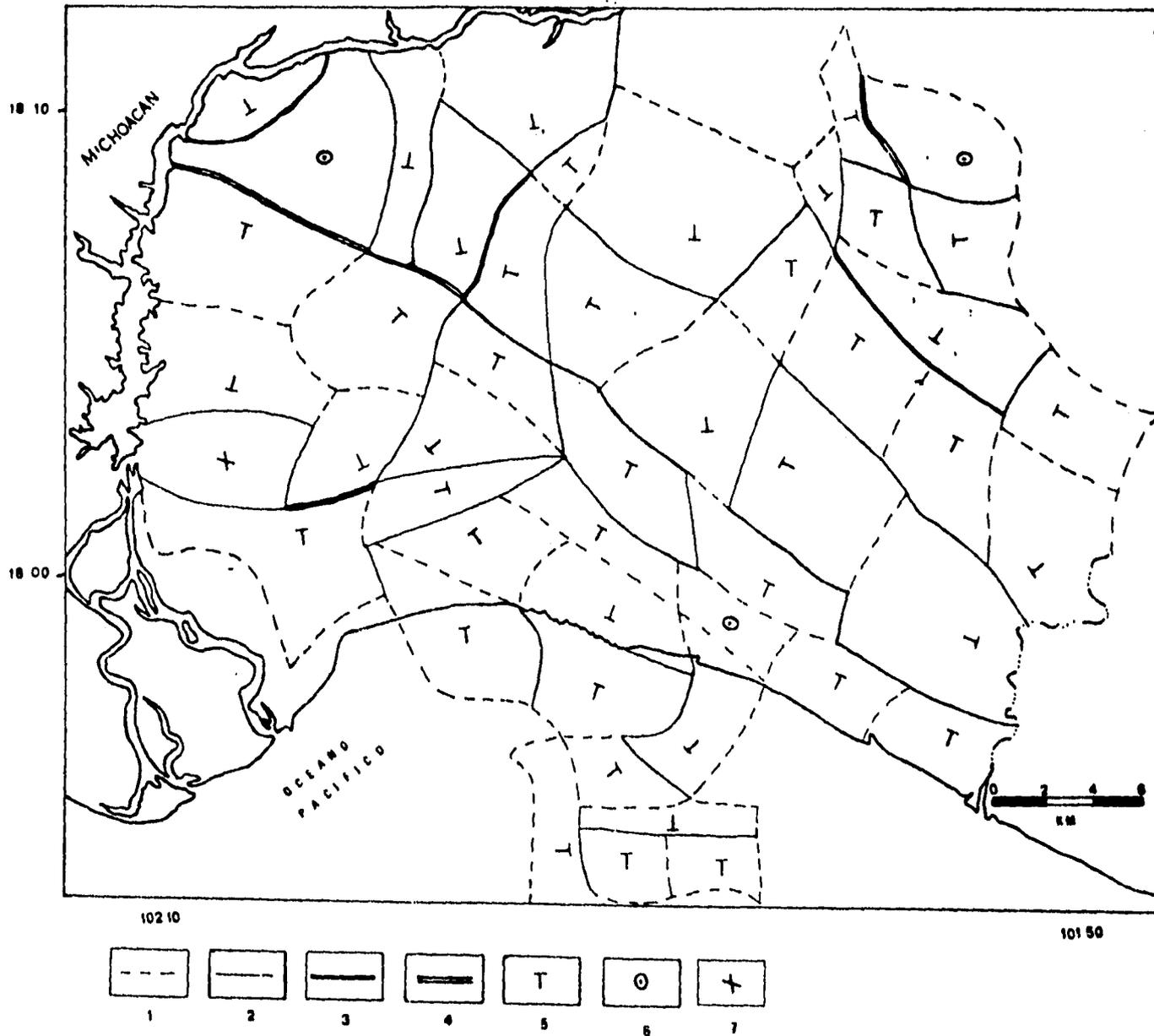
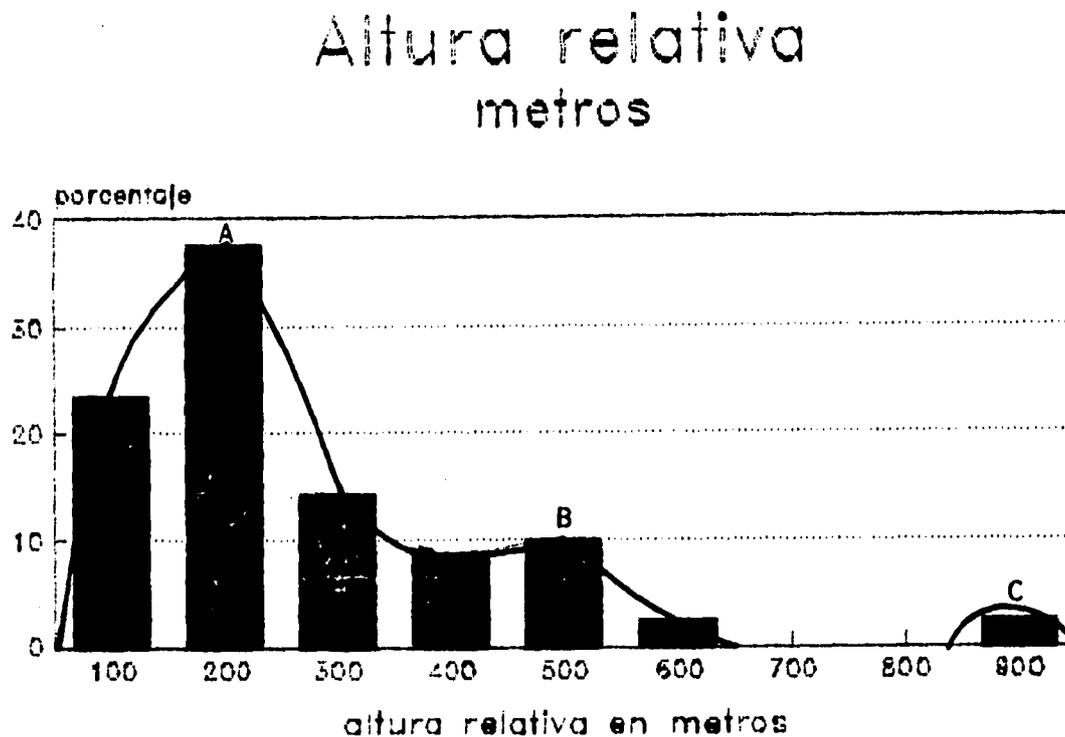


Figura 59. Distribución del contraste altitudinal de las fronteras, según la altura absoluta de los bloques. 1. Débiles, 2. Moderados, 3. Fuertes y 4. Intensos. 5. Dirección de basculamiento del bloque, 6. Bloque levantado, 7. Bloque hundido.

6.2.2 Altura relativa del bloque (h).

La altura relativa es resultado de la diferencia entre la altura absoluta y la altitud de la base ($h = H - h_3$). Muestra la intensidad del levantamiento con respecto al bloque adyacente siendo el resultado un movimiento vertical relativo.

La gráfica 10, representa la distribución de los datos de altura relativa, donde se aprecian tres grupos: A) 0 m a 400 m, B) 400 m a 600 m, y C) mayor a 600 m, representando el 74 %, 22 % y 4% respectivamente.



Gráfica 10. Histograma que muestra los tres grupos de altura relativa (h), en metros: A) 0 a 400, B) 400 a 600, y C) mayor a 600.

Las unidades que se presentan en el grupo A, se ubican en el fondo oceánico, llanuras, mesas y elevaciones bajas (figura 60), representan aproximadamente el 74 % de los bloques, denotando el limitando el límite de la zona de montaña y la premontaña.

Los bloques presentan una altura relativa que oscila de 0 metros y 400 metros, se ubican en la zona donde los impulsos verticales son débiles, estas unidades presentan una fuerte influencia de movimientos laterales. Asimismo, los bloques se distribuyen en la plataforma continental y el talud, siendo éste último de tipo escalonado y disecado por el sistema de cañones de Petacalco.

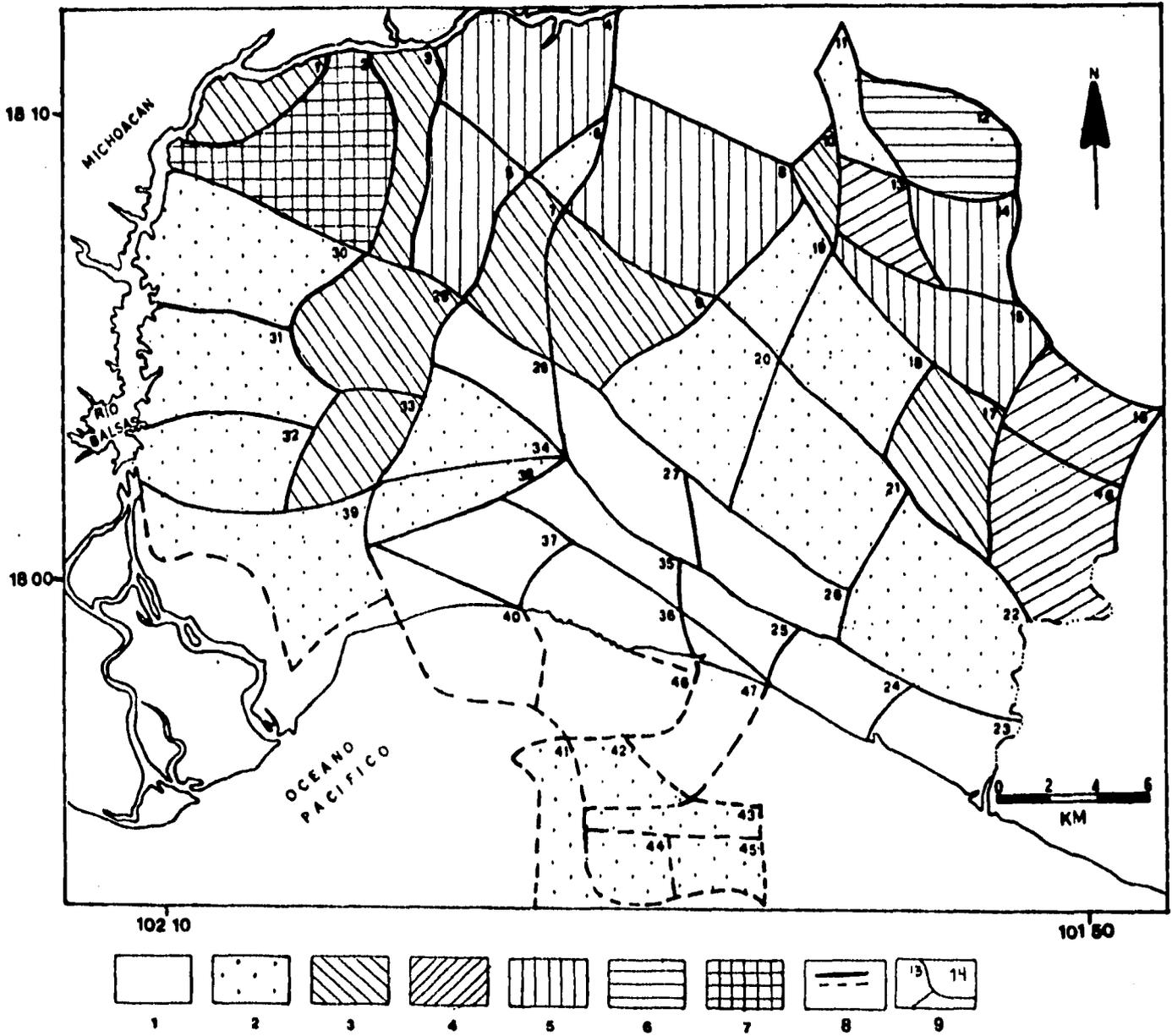


Figura 60. Mapa de la distribución de las unidades en bloque por su altura relativa, en metros. 1. 0 a 100; 2. 100 a 200; 3. 200 a 300; 4. 300 a 400; 5. 400 a 500; 6. 500 a 600; 7. Mayor a 600; 8. Límite de bloques; 9. Número de bloque.

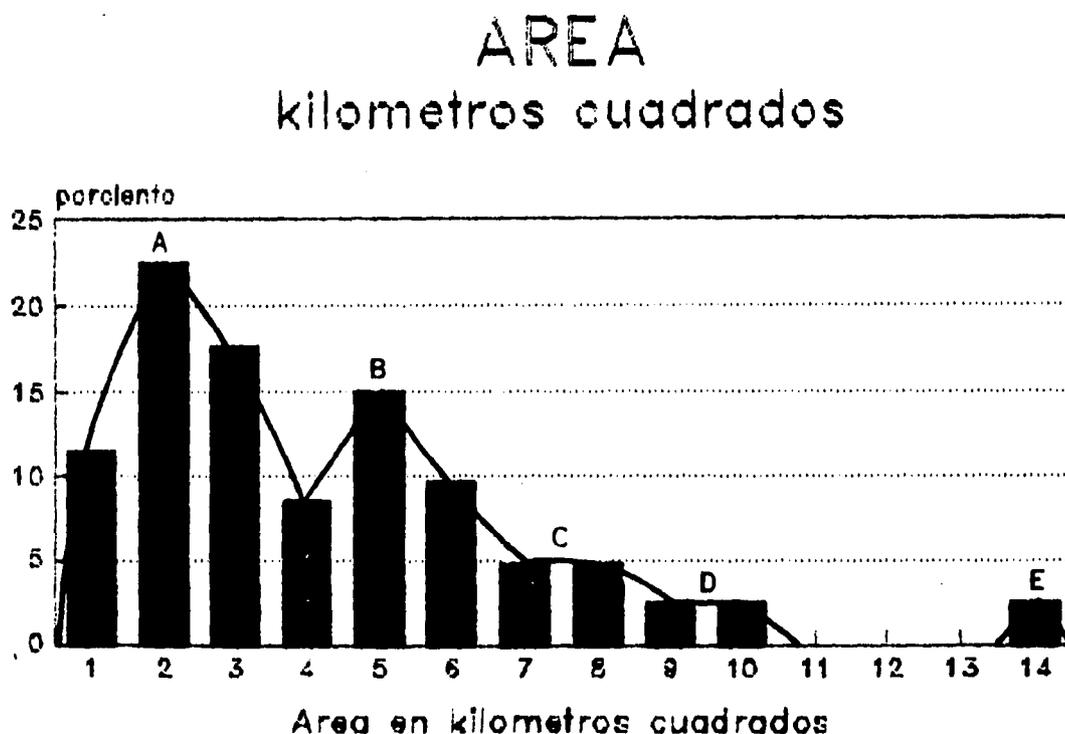
El segundo grupo (400 m a 600 m, figura 60) se distribuye en la región de premontaña, representando el 22 % del total de los bloques, denotando los impulsos verticales fuertes, dicha zona se dispone en forma longitudinal, lo cual pone de manifiesto su relación con la Trinchera Mesoamericana. Estos bloques presentan laderas con más de 30° de inclinación, frente montañoso activo, escarpas de hasta 300 metros de desnivel, valles con profundidad de la disección superior a los 150 metros y laderas con intensos procesos erosivos (valles de primero, segundo y tercer orden, así como densidad de la disección superior a los 8.8 km, escarpas y circos erosivos activos).

Por último, Cabe destacar el bloque 2 por su altura relativa superior a los 900 metros y que corresponde al grupo C, representando el 4 % del total de los bloques y se ubica en la región de impulsos verticales intensos, lo cual se demarca con la sinuosidad del parteaguas, la densidad de circos erosivos cerca de las cimas y laderas con más de 40° de inclinación.

6.2.3 Área de los bloques.

El área de las unidades en bloque se obtiene del producto de la longitud del eje mayor y el eje menor ($E1 \cdot E2 = A$). El área esta en función de los patrones tectónicos regionales y locales, resaltando los procesos de fracturación y fallamiento del territorio que dependen del tipo de basamento geológico, dinámica tectónica y ubicación espacial.

En la gráfica 11, se identifican cinco grupos en función del área (km^2). Los datos presentan un comportamiento multimodal, lo cual permite definir los límites entre cada grupo. El grupo A se caracteriza por involucrar bloques con un área inferior a los 4 km^2 representando el 48 % del total de la muestra. Estos bloques destacan por su ubicación en las zonas limítrofes de los patrones regionales transversales y longitudinales (figura 61), que se explica por una mayor densidad de lineamientos (fallas y fracturas) en las zonas de transición, que permite una mayor diferenciación de unidades y por ende un mayor número de bloques. Además, existe una correspondencia con las zonas de fallamientos conjugados, de fallamiento normal y fallamiento transcurrente, lo cual permite una fragmentación del territorio en bloques pequeños.



Gráfica 11. Histograma de frecuencia de área de las unidades en bloque (en km^2): A) 0 a 4, B) 4 a 6, C) 6 a 8, D) 8 a 10, y E) mayor a 10.

El grupo B presenta un área que oscila de 4 a 6 KM² y representa el 33 % del total de los bloques (gráfica 11). Se caracteriza por ubicarse en la zona de montaña, premontaña y mesetas basculadas, se denota una fuerte influencia de la estructura geológica (basamento intrusivo-plegado y monoclinal), lo que favorece una menor fragmentación. El tercer grupo (C), con una área de 6 a 8 km², representa el 10 % de la muestra (gráfica 11), se distribuye en la premontaña (sector occidental de la región de estudio, figura 61) y se dispone en forma longitudinal, limitado por escarpas de falla normales con dirección NW-SE que se expresan en el relieve por escarpas tectónicas abruptas y laderas exogenamente inestables y desniveles topográficos superiores a los 200 metros.

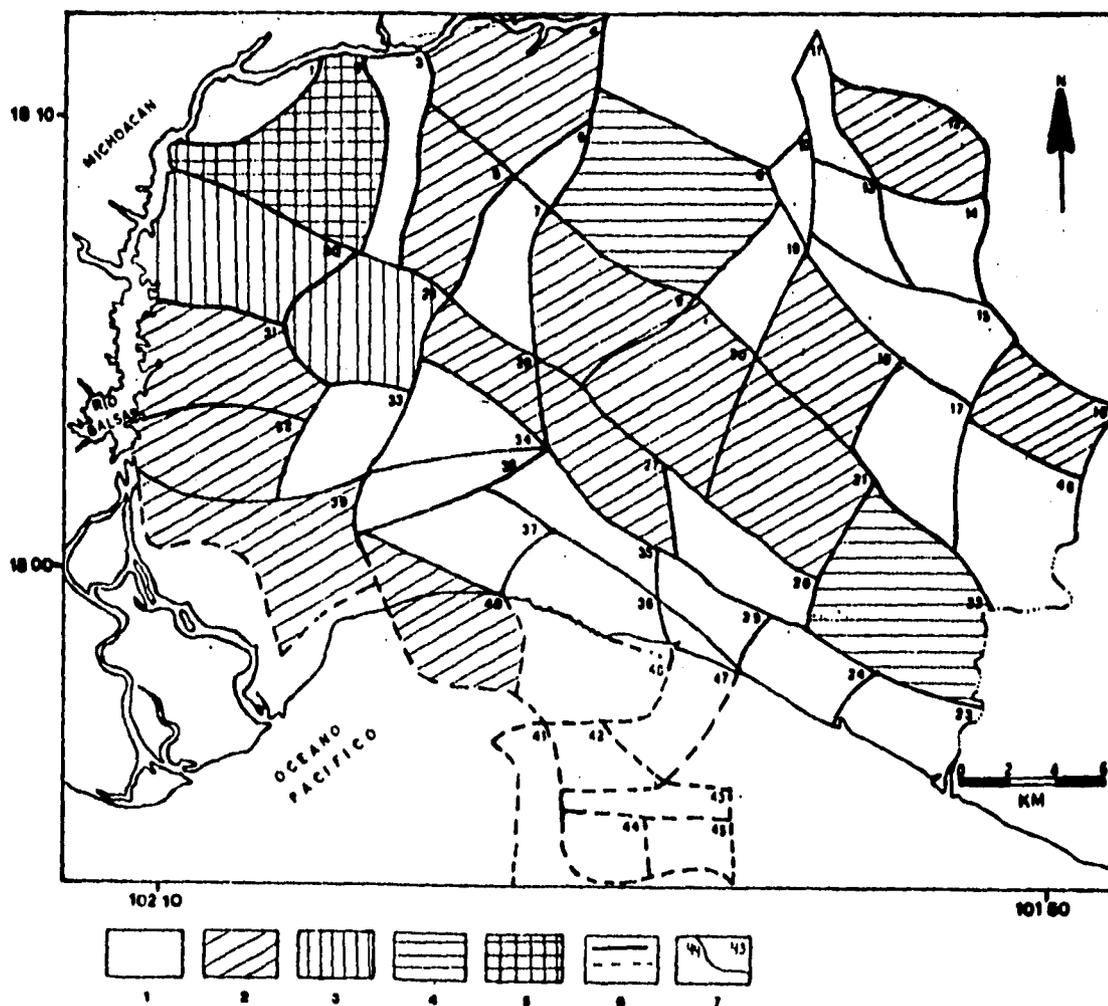


Figura 61. Distribución de las unidades en bloque por área, en kilómetros cuadrados. 1. menor a 4; 2. 4 a 6; 3. 6 a 8; 4. 8 a 10; 5. Mayor a 10. 6. Límite de bloques; 7. Número de bloques.

Con un área que oscila de 8 a 10 km² y con 5 % del total de la muestra, el grupo D (gráfica 11), se dispone en forma longitudinal, guardando una estrecha relación con la estructura geológica (monoclinal de calizas-conglomerado). En tanto el grupo E, con un área superior a los 14 km², representa sólo el 3 % del total de los bloques, este grupo se caracteriza por presentar una área cuatro veces mayor a los bloques que los circundan (figura 61), que se explica por dos maneras, por ubicarse en la zona de montaña o por situarse cerca de la zona de sutura "río Balsas - cañones de Petacalco".

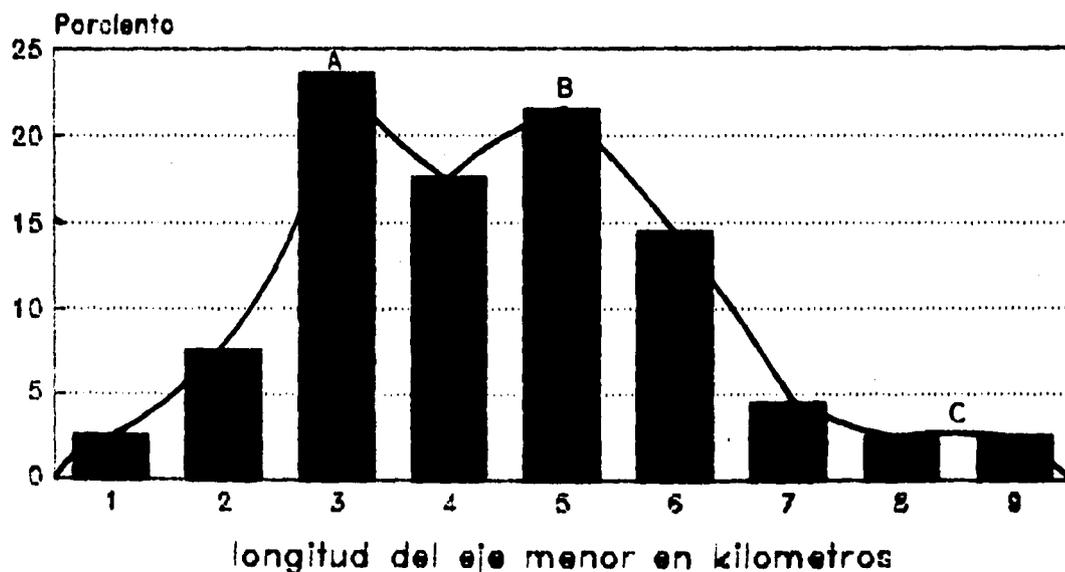
Finalmente, cabe destacar la presencia de un "gradiente" en la distribución de el área, de mayor (en la montaña) a menor (llanuras y el fondo marino). Los bloques con área superior a los 10 KM² se ubican en los pisos altitudinales superiores, en tanto que, bloques con área inferior a los 4 km² se disponen en pisos altitudinales menores. La explicación esta relacionada con los procesos exógenos que han enmascarado fallas y lineamientos, y no permitió una diferenciación detallada en la zona de montaña.

6.2.4 Longitud del eje menor.

La longitud del eje menor (E1) permite evidenciar la configuración transversal de las unidades en bloque, resaltando su orientación y disposición en el territorio. Se parte de la premisa de que a mayor altitud del bloque mayor será la longitud del eje menor (anchura del bloque), permitiendo su ubicación en pisos altitudinales superiores, además la anchura del bloque representa los sitios menos deformados por los movimientos transcurrentes, lo anterior es importante debido a que el análisis que se presenta trata de resaltar los movimientos verticales.

La gráfica 12 permite identificar tres grupos en función de la longitud del eje menor, los datos presentan una distribución bimodal-normal (Williams, R. 1984) que permite diferenciar el comportamiento grupal de los bloques. Así, el grupo A representa el 37 % del total de los bloques, la longitud del eje menor es inferior a los 4 km, los bloques de esta categoría se ubican en el fondo marino, mesas y en la zona límite entre la montaña y premontaña.

Longitud del eje menor kilómetros



Gráfica 12. Histograma de frecuencia que muestra la distribución de datos según la longitud del eje menor del bloque, en kilómetros: A) menor a 4, B) 4 a 8, C) mayor a 8.

El grupo B (gráfica 12), representa el 60 % de los bloques y la longitud del eje menor oscila de 4 a 8 km, se distribuye en la zona de premontaña y elevaciones bajas, se relaciona con la zona de impulsos verticales moderados y fuertes. Por último, el grupo C, con 13 % del total de la muestra presenta una longitud superior a 8 km. Se ubica en la zona de montaña donde los impulsos de verticales son fuertes, asimismo destacan por ubicarse en la zona que se presume es tectónicamente más activa (sector occidental del área de estudio, figura 62).

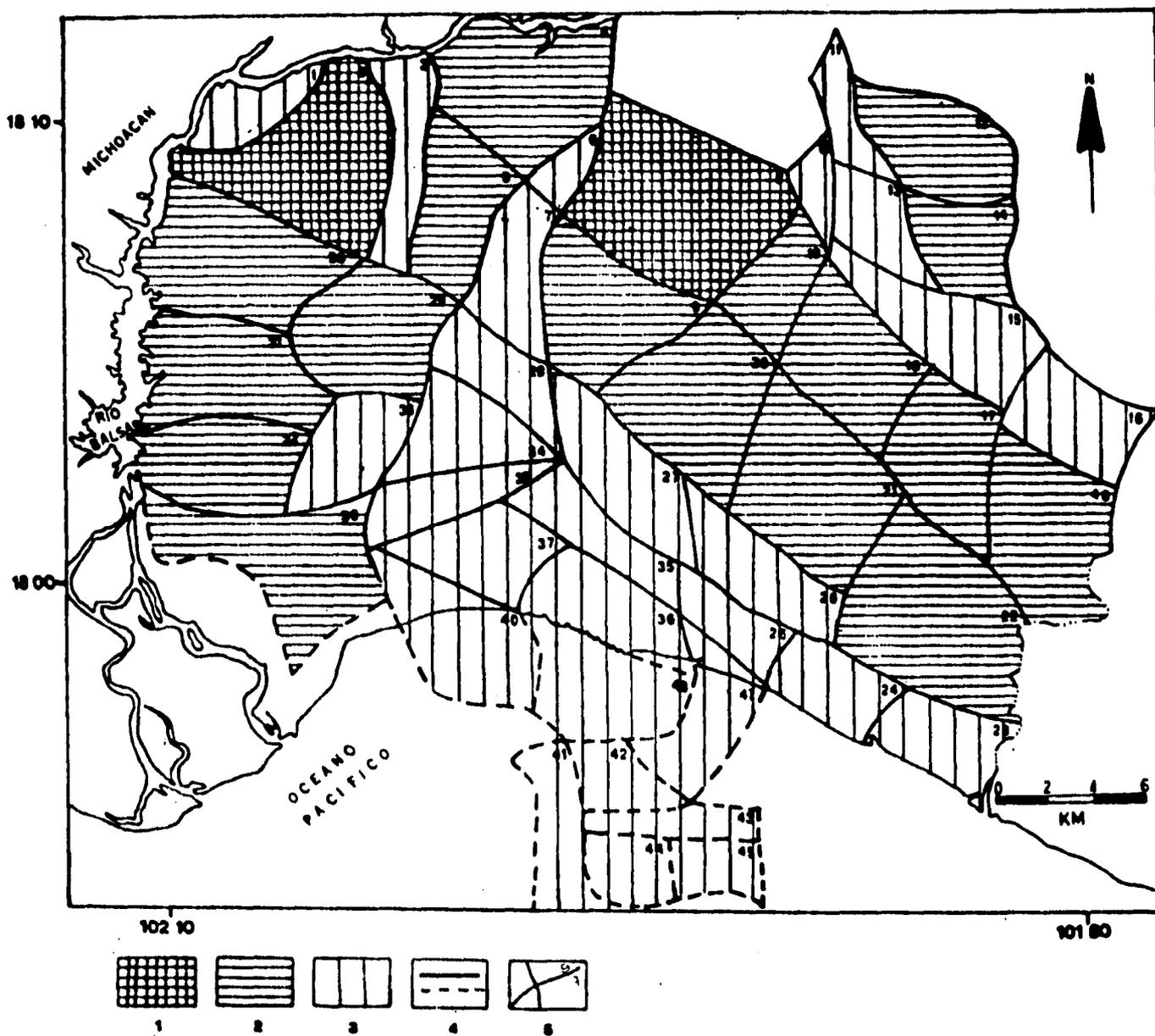


Figura 62. Distribución de las unidades en bloque, según la longitud del eje menor, en kilómetros. 1. menor a 4; 2. 4 a 8; 3. mayor a 8. 4. Límite de bloques, 5. Número de bloque.

La disposición gradual de los bloques, en función de la longitud del eje menor, permite denotar anomalías relevantes, ya que se detectan bloques que no guardan la relación "a mayor longitud del eje menor mayor altitud", lo cual puede deberse a la combinación de tres sistemas tectónicos (transcurrente, de fallamiento normal con dirección N-S y de fallamiento normal con dirección NW-SE).

Cuando predomina el sistema transcurrente se presenta una fragmentación más detallada del territorio, así como por su ubicación en pisos altitudinales inferiores (menor a 200 m), por lo tanto una longitud del eje menor pequeña. Cuando existe un predominio del sistema disyuntivo de fallamiento normal, la fragmentación del territorio permite una mayor dimensión de los bloques, resaltando la relación "a mayor altitud (mayor a 200 m), mayor longitud del eje menor".

6.3 Relación entre la altura relativa y longitud del eje menor

Se parte del razonamiento de que el emplazamiento de bloques se vincula con la intensidad de los movimientos verticales de impulso tectónico, este emplazamiento se relaciona con cierto grado de estabilidad o inestabilidad, que dependen del arreglo de su disposición y de la magnitud de la estructura, considerando para ello las dos variables morfométricas: La altura relativa del bloque y la longitud del eje menor.

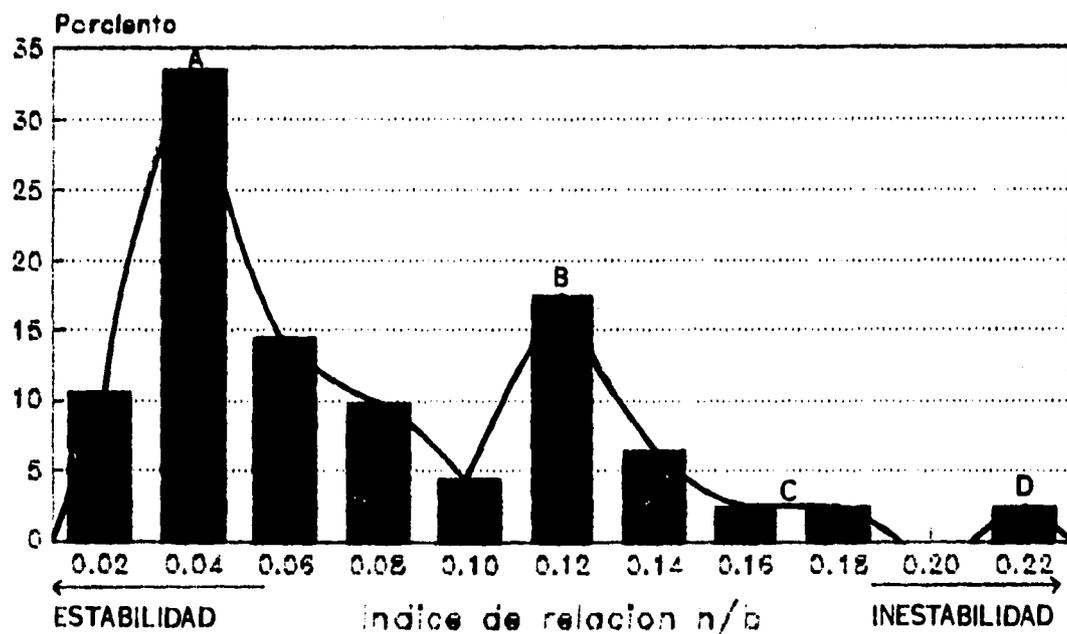
En la medida de que sea mas ancho el basamento del bloque, mayor será la capacidad de sustentación aún cuando éste haya ascendido a posiciones relativamente altas y en cuanto más se extienda la estructura, más alejada se situará de los niveles de base y por ende de las ondas de disección regresiva. Por lo tanto, se le adjudica convencionalmente la posición de estabilidad relativa (Ortiz M. et al. 1992).

En contrapartida, se ubica a los bloques de base angosta con menor capacidad de sustentación para que contengan estructuras con alturas relativamente elevadas, se sitúan con una disposición muy sencilla para ser modificadas por los procesos exógenos, pues los flancos del bloque se disponen con pendientes pronunciadas y a distancias cortas con respecto a los niveles de erosión. A la existencia de tales bloques se les asigna una posición potencialmente fragil o de inestabilidad estructural, muy susceptible a colapsarse. Así, la relación altura relativa sobre longitud del eje menor ($h/E1$) determina que, cuando es mayor el índice los bloques tenderán a ser inestables, no así cuando sea menor ésta relación.

Con base en lo anterior, en la gráfica 13 se identifican cuatro grupos, donde el grupo A representa el 70 % de los bloques y el índice $h/E1$ es menor a 0.08. Resalta su ubicación en la zona donde los impulsos verticales son débiles y moderados o en zonas donde los esfuerzos tectónicos son de carácter compresivo, asimismo en la plataforma continental, llanura, mesas y elevaciones bajas. El grupo B representa el 25 % y el índice $h/E1$ oscila de 0.1 a 0.15, destacando su ubicación en la zona de impulsos verticales moderados y fuertes, así como en la zona de montaña y talud, en éste último, la disposición de los bloques es de forma escalonada, limitado por grandes escarpas y paralelo a la Trinchera Mesoamericana.

Con un índice $h/E1$ que oscila de 0.15 a 0.19, el grupo C, representa el 8 %. Estos bloques se disponen con una dirección N-S y en las zonas donde los impulsos tectónico son fuertes (montaña y talud continental). Por último, el grupo C presenta un índice $h/E1$ superior a 0.19, representando el 3 % del total de la muestra, resalta el bloque número 15 (figura 63) ubicado en la región de

impulsivo verticales intensos, haciendo límite con bloques que tienen un índice menor (0.05 a 0.15), lo cual se demarca por desniveles topográficos superior a los 200 metros.



Gráfica 13. Histograma de frecuencias del índice de relación entre la altura relativa y la longitud del eje menor (h/E1), donde se muestra la tendencia de estabilidad-inestabilidad: A) menor a 0.08, B) 0.1 a 0.15, C) 0.15 a 0.19, y D) mayor a 0.19.

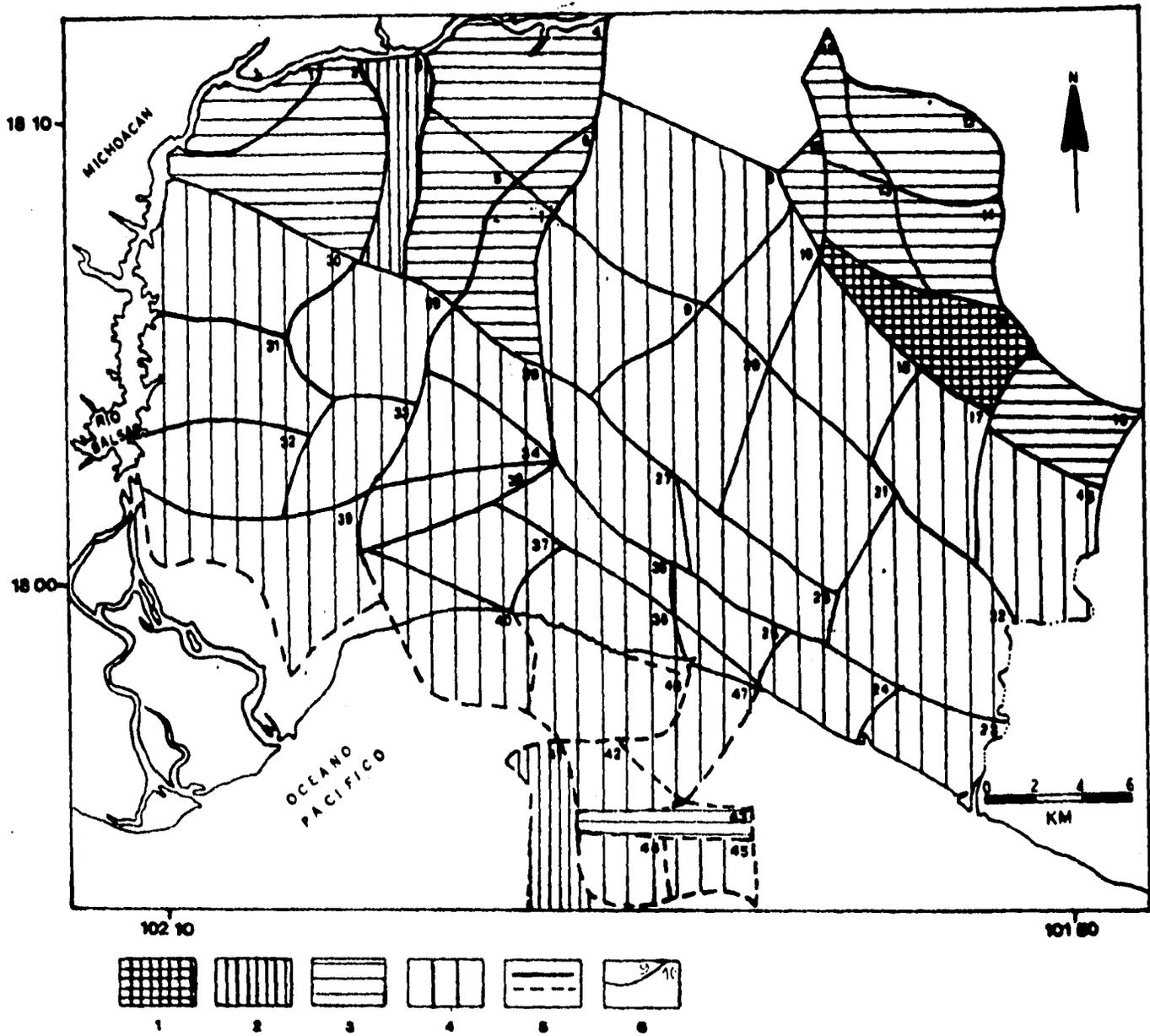


Figura 63. Distribución de las unidades en bloque según el índice de relación entre la altura relativa y la longitud del eje menor. 1. menor a 0.08; 2. 0.1 a 0.15; 3. 0.15 a 0.19; 4. mayor a 0.19; 5. Limite de bloques, 6. Número de bloque.

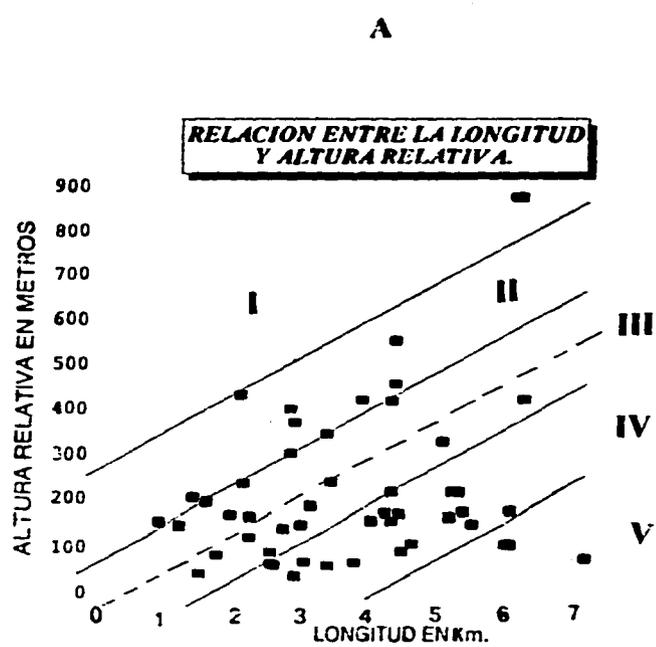
- Clasificación de estabilidad relativa de las estructuras en bloques.

Utilizando las variables de altura relativa (h) y longitud del eje menor en kilómetros (E1) los bloques se clasifican por su posición altitudinal relativa mediante un análisis de regresión simple, cuyo índice de correlación es de 0.986 (ver anexo), lo cual según Williams R. (1984) se clasifica como un índice de correlación alto.

Las 48 estructuras en bloque se distribuyen de la siguiente manera (gráfica 14): 16 bloques se disponen en la categoría de estables, se caracterizan porque el desplazamiento vertical entre ellos es menor a 100 metros, se distribuyen en zonas donde el contraste geomorfológico no es relevante (plataforma continental, llanuras, mesas y elevaciones bajas) ubicándose en las zonas limítrofes de éstas regiones.

29 bloques se disponen en la categoría de transición, 8 de éstos hacia los "altos" y 21 hacia los "bajos". Los primeros, se vinculan con el sistema de bloques transversal, que se caracterizan por el contraste altitudinal (mayor a 100 metros) y por diversidad morfogenética. En contrapartida, los segundos se vinculan con la zona de premontaña y elevaciones bajas, en donde los movimientos de ascensos verticales son moderados (menor a 200 metros), puesto que los bloques se disponen de acuerdo a los pisos altitudinales.

Tres bloques son clasificados como inestables por encontrarse en los extremos altitudinales del análisis de regresión (gráfica 14). En ésta situación tenemos al bloque 2 que se clasifica como "alto inestable" presentándose como un region anómala, y que se manifiesta en el relieve con gran desarrollo de escarpas, circos erosivos, valles estructurales y cimas sumamente agudas, es circundado por bloques ubicados en categorías más bajas, lo cual demarca la intensidad exógena a la que se ven sometidas sus laderas. Los bloques 26 y 29, "bajos inestables", representan niveles de base local y regiones de subsidencia del terreno, donde los procesos acumulativos son de gran magnitud (figura 64)



Gráfica 14. A) Distribución de las estructuras en bloque, mostrando las categorías correspondientes según el análisis de regresión simple: I. Altos inestables; II. Con tendencia a los altos inestables; III. Estables. IV. Con tendencia a los bajos inestables y V. Bajos inestables. b) Modelo gráfico de las categorías de posición de estabilidad relativa de los bloques.

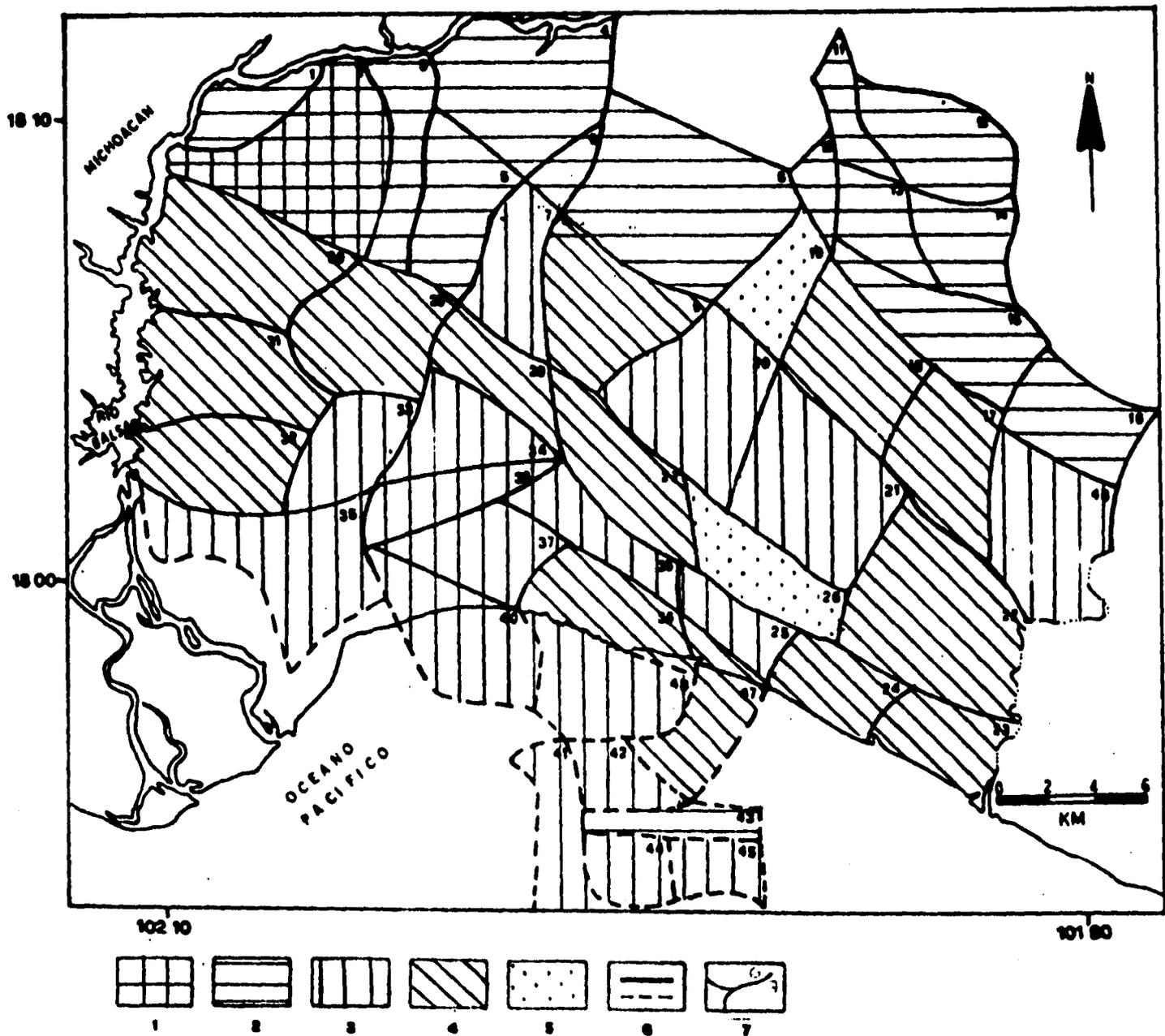


Figura 64. Distribución de las unidades en bloque según la categoría de estabilidad relativa: 1. Altos inestables, 2. Con tendencia a los altos inestables, 3. Estables, 4. Con tendencia a los bajos inestables, 5. Bajos inestables, 6. limite de bloques, 7. Número de bloque.

La disposición de las estructuras de bloque en cinco rangos (altos inestables, transición a los altos inestables, estables, transición a los bajos inestables y bajos inestables), genera zonas de contraste tectónico (pérdida de la secuencia escalonada del gradiente de altura de los bloques, ocasionando saltos o cambios bruscos del desnivel entre ellos). Así, cuando un bloque ubicado en la clase 1 hace frontera con otro bloque que pertenece a la clase 3, sin pasar por la clase 2, tiene lugar un registro anómalo, al faltar un nivel o escalón de la secuencia de gradiente de altura. Tal arreglo de colocación representa a los distintos contactos o fronteras tectónicas, caracterizadas por la magnitud de los desplazamientos verticales relativos entre ellos (Ortiz, Op. cit.).

Del conjunto de bloques y su disposición en clases, se obtiene la secuencia de escalonamiento. El valor de contrastividad, o anomalía entre los límites de bloques, está en función del número de los niveles faltantes del sistema escalonado, registro que se efectúa para cada una de las fronteras tectónicas entre bloques.

Así, las fronteras entre bloques presenta un contacto "normal" (que se denomina de primer orden y que es el punto de partida para clasificar las fronteras siguientes), cuando se ubican en la misma clase. Cuando se tiene la presencia de contactos que siguen la secuencia escalonada, la contrastividad de las fronteras estará dada por el desnivel existente entre las distintas clases de bloques, y la condición de que se ordenen dispuestos en forma escalonada.

El contraste de primer orden se reflejan en fronteras longitudinales de bloques (figura 65), se manifiestan en el releve en escarpas, alineamientos de valles y líneas de costa. Llegan a formar sistemas escalonales de horst-graben y son un reflejo directo de las condiciones subductivas regionales.

Las fronteras de segundo orden representan sistemas perpendiculares y diagonales. Los primeros son una respuesta directa de los esfuerzos distensivos locales, la disposición de escarpas, valles fluviales y el desarrollo de importantes regiones de circos fluviales se vinculan a este proceso. Los sistemas diagonales, los segundos, se ubican primordialmente en la región transcurrente del territorio y cuyo reflejo son las fallas inversas, los pliegues truncados y fallados, así como la cuenca de tracción del río Feliciano.

Las fronteras de orden tres se disponen en forma longitudinal, resaltando los límites geomorfológicos y pisos altitudinales generales, representan el límite entre la montaña y las elevaciones bajas. En tanto las fronteras de los bloques 20 y 26, 26 y 25 demarcan las depresiones longitudinales

centrales de desplazamiento lateral diestro con sismos de 5 y 6 grados Richter. Finalmente el limite 47 y 34 es la frantera entre la plataforma continental y el talud continental (figura 65).

Por último, las fronteras de cuatro orden son las máximas anomalías que se registran por medio de el análisis de regresión, la relación de contacto entre los bloques 2 y 30, 8 y 19, 10 y 19, se manifiesta por grandes rupturas de pendiente que resaltan los sitios con mayores impulsos tectónicos locales. Su disposición en forma longitudinal y perpendicular, al igual que las anteriores, es un reflejo directo de las condiciones subductivas regionales y el sistema disyuntivo del bloque Michoacán-Guerrero.

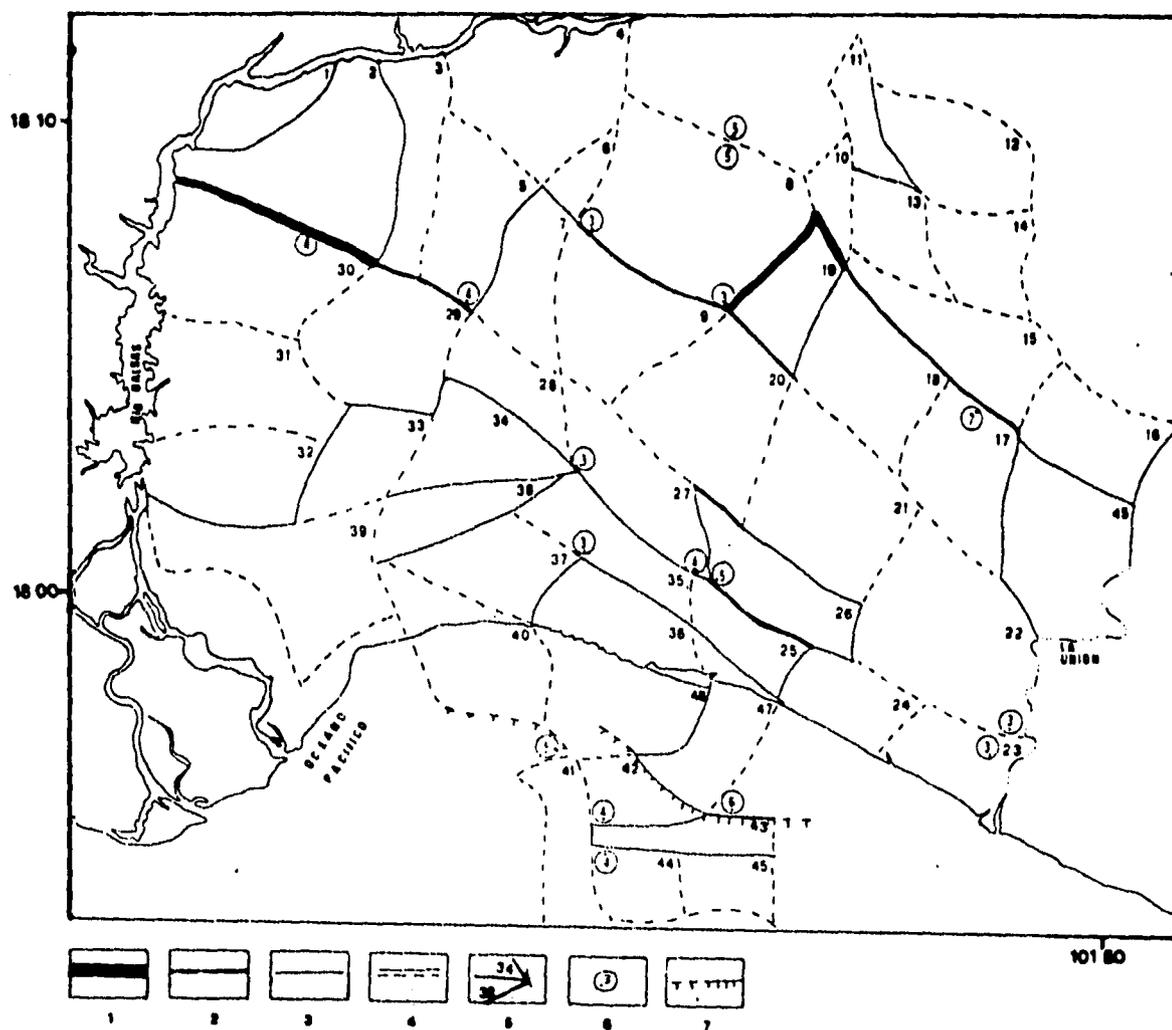


Figura 65. Mapa que muestra el orden de las fronteras entre bloques. 1. De primer orden o "normales", 2. De segundo orden, 3. De tercer orden y 4. De cuarto orden. 5. Número de bloque, 6. Epicentros mostrando la magnitud Richter, 7. Limite de la plataforma continental

6.4 Relación entre la longitud del eje menor y el eje mayor.

Se propone el análisis de dicha relación para detectar la forma del bloque en "planta", y se parte de una figura geométrica rectangular, por lo que, la relación entre la longitud del eje menor y el mayor es uno ($E2 / E1 = 1$). En donde E2 es la longitud del eje menor y E1 es la longitud del eje mayor, por lo que la relación 1 es igual a un cuadrado, cuando el índice de relación es menor a 1, la figura sera un rectangulo.

La forma del bloque responde a los sistemas de fracturamiento que los limitan, presentando una forma longitudinal o transversal en el territorio. Estos se reflejan en el relieve por medio de sistemas lineales de cimas y parteaguas, valles y superficies planas de gran magnitud. Así, esta relación permite identificar sectores del relieve que están siendo intensamente modificados por procesos endógenos o exógenos.

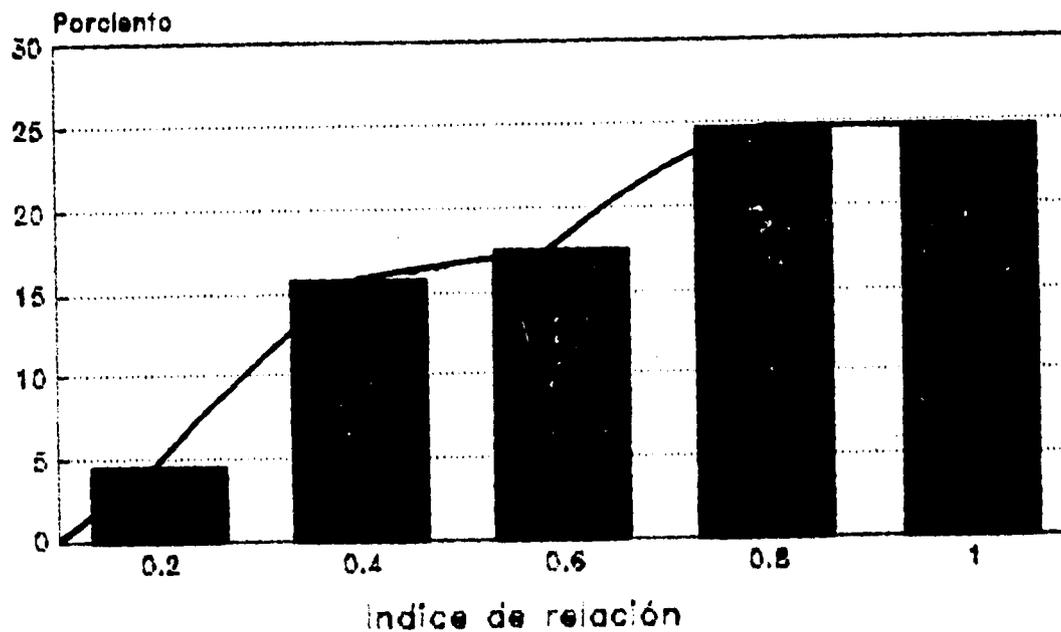
Simonov Y. (1972), propone la siguiente clasificación de bloques, según el índice de relación E2/E1 asignando el tipo de forma:

CUADRO 9

INDICE	TIPO DE BLOQUE
<i>0 - 0.2</i>	<i>Muy alargado</i>
<i>0.2-0.4</i>	<i>Alargado</i>
<i>0.4-0.6</i>	<i>Poco alargado</i>
<i>0.6-0.8</i>	<i>Normal</i>
<i>0.8-1.0</i>	<i>Simétrico</i>

La gráfica 15 muestra una distribución exponencial de los datos, resaltando que más del 55 % de los bloques son normales o simétricos. Así, los bloques de ésta categoría denotan modificaciones en sus límites por procesos de ladera, asimismo no guardan ningún tipo de relación con los pisos altitudinales.

La categoría de bloques poco alargados representa el 17 % del total de los bloques, se caracteriza por ubicarse en el sector occidental del área de estudio (figura 65), la modificación de las laderas del bloque tiene una correspondencia con procesos de ladera o fallamiento normal, asimismo permite resaltar el límite entre el sistema de bloques transversales y longitudinales.



Gráfica 15. Histograma de frecuencia del índice de relación entre la longitud del eje menor entre el eje mayor ($E2/E1=1$).

Los bloques alargados representan el 15 % de los bloques (gráfica 15) y se disponen longitudinalmente en el territorio, se ubican en el sector donde el fallamiento transcurrente es más importante, así como en el sistema de bloques diagonal, los bloques alargados presentan actividad exógena relevante que se refleja en pequeños taludes de detritos.

La última categoría representa a los bloques muy alargados, con 5 % del total de los bloques, se ubican en zonas de contraste geomorfológico relevante (límite entre la montaña y elevaciones bajas y en el talud continental. El contraste topográfico es relevante (mayor a los 300 m), ocasionando laderas pronunciadas e inestables que se manifiestan con escarpas, circos erosivos activos y deslizamientos considerables.

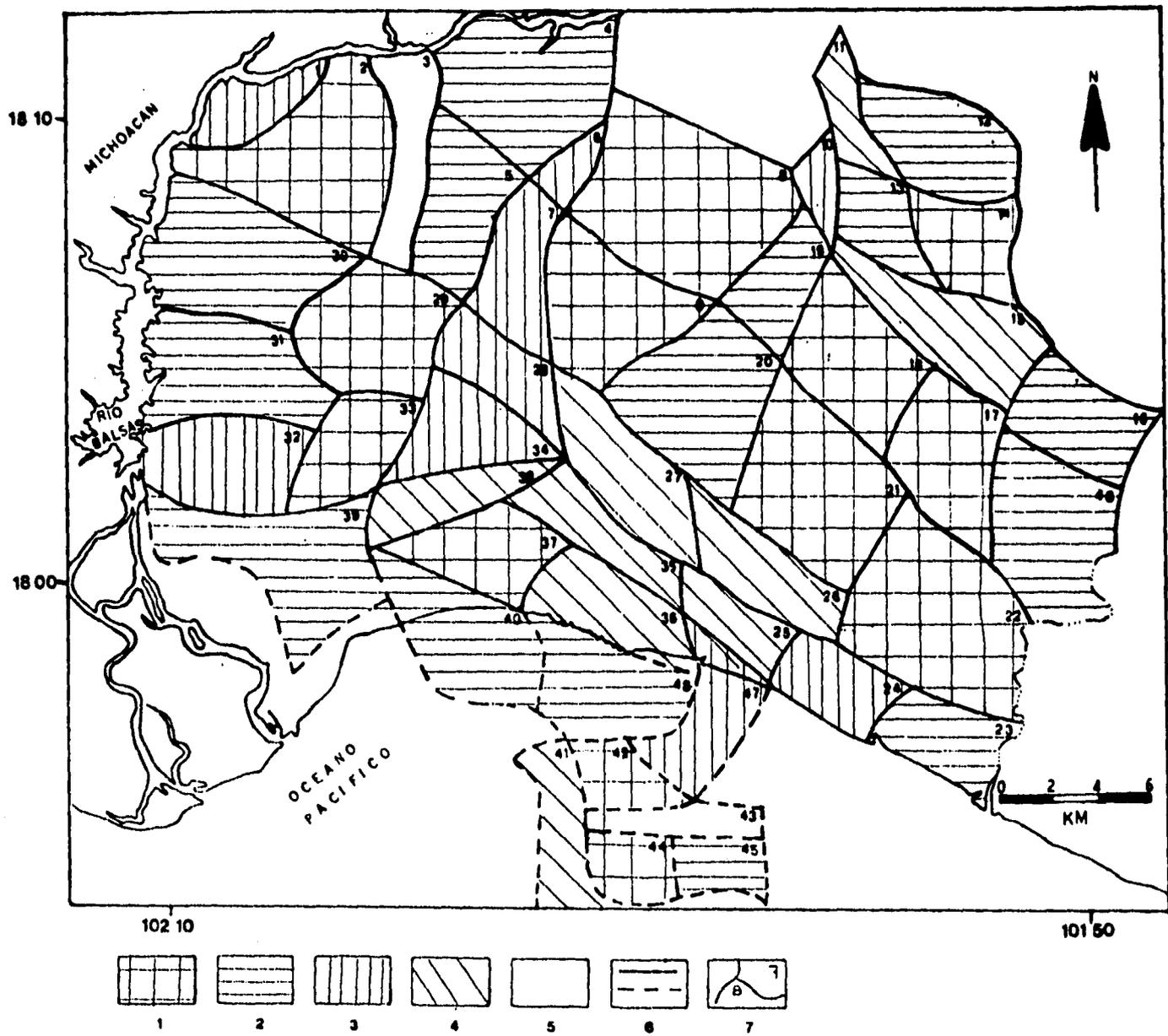
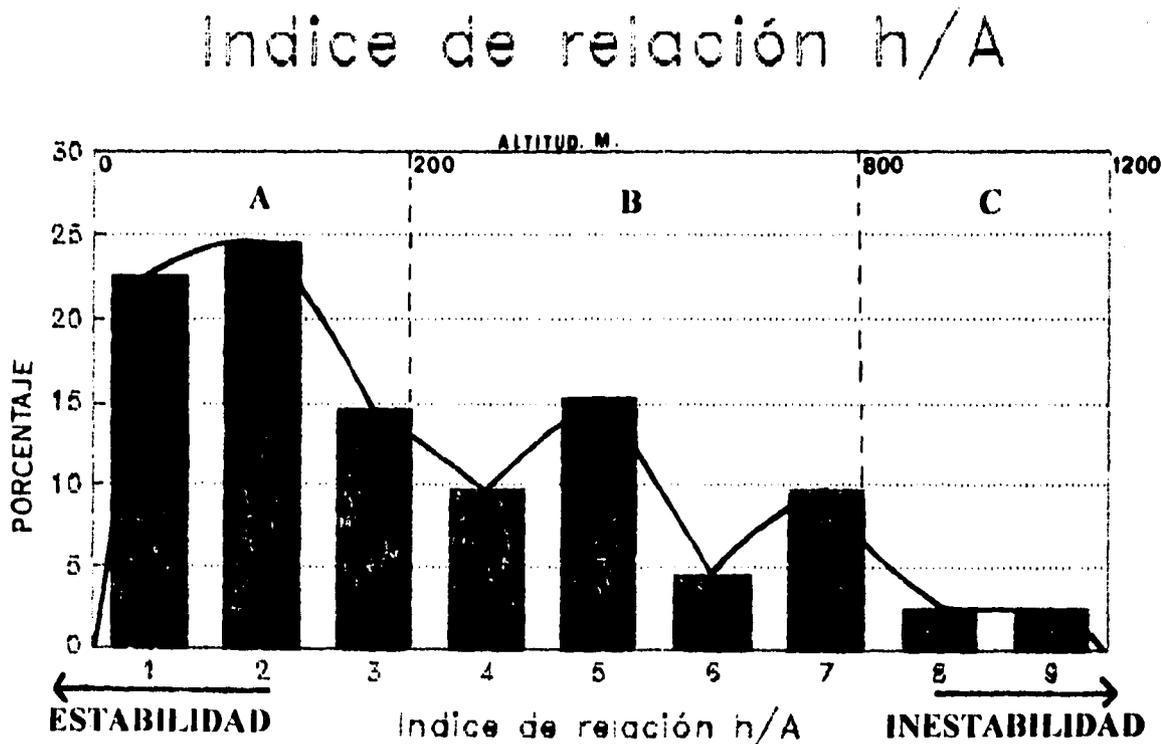


Figura 66. Mapa que muestra la distribución de las unidades en bloque según el tipo de forma en "planta". 1. Simétricos, 2. Normales, 3. Alargados, 4. Alargados, 5. Muy alargados, . 6. Límite de bloques, 7. Número de bloque.

6.5 Relación entre la altura relativa y área del bloque.

Se parte de la premisa de que el emplazamiento de bloques se vincula con la intensidad de los movimientos verticales, este emplazamiento guarda una estrecha relación con cierto grado de estabilidad o inestabilidad. Así, entre más grande sea el área del bloque, ésta permite que el relieve presente alturas considerables y tienda a ser más estable, en contrapartida, los bloques con una menor área y alturas considerables se considerarán inestables. Con base en lo anterior, la relación entre la altura relativa y área (h/A), permite inferir que cuando mayor sea éste índice, mayor es la inestabilidad.

El análisis de la gráfica 16 ha permitido diferenciar tres grupos de acuerdo a su comportamiento altitudinal. El grupo A presenta un índice inferior a 3, representando el 60 % del total de los bloques, éstos se disponen en la región donde los impulsos verticales son moderados o donde predomina el fallamiento transcurrente, asimismo en pisos altitudinales no superiores a los 200 metros.



Gráfica 16. Histograma de frecuencia del índice de relación de la altura relativa entre el área (h/A) y su relación con la altitud: A) 0 a 3, menor a 200; B) 3 a 7, 200 a 800; y C) 7 a 9, mayor a 800.

En contraparte, los bloques que presentan una relación de 3 á 7 (aproximadamente el 30 %), se ubican en la zona de montaña o regiones donde el contraste altitudinal es más evidente (zonas de impulsos tectónicos fuertes e intensos). Se disponen con una orientación N-S y W-E, resaltando los bloques 42, 43 y 45 que se ubican en la zona del talud continental.

El grupo B representa el 35 % del total de los bloques con un índice h/A que oscila de 4 a 7. Estos bloques se distribuyen en la zona de montaña donde los impulsos tectónicos son intensos con predominio de fallamiento normal. Asimismo se ubican en la zona de talud continental, que es de carácter escalonado y paralelo a la Trinchera Mesoamericana, resalta por ser limitado por cañones submarinos con profundidad superior a los 300 metros y con escarpas con desnivel topográfico superior a los 200 metros.

Por último, el grupo C es constituido por sólo el 5 % de los bloques y con índice H/A superior a 8. Estos bloques se ubican en regiones de contraste geomorfológico relevante (límite entre la montaña y las elevaciones bajas) y con altitud superior a los 800 metros, donde su inestabilidad tectónica resalta por la presencia de laderas con una dinámica exógena intensa, lo cual se demarca por ubicarse en el límite occidental del Macrobloque de Guerrero (zona sísmica y tectónica activa y de separación con respecto al Macrobloque Michoacán).

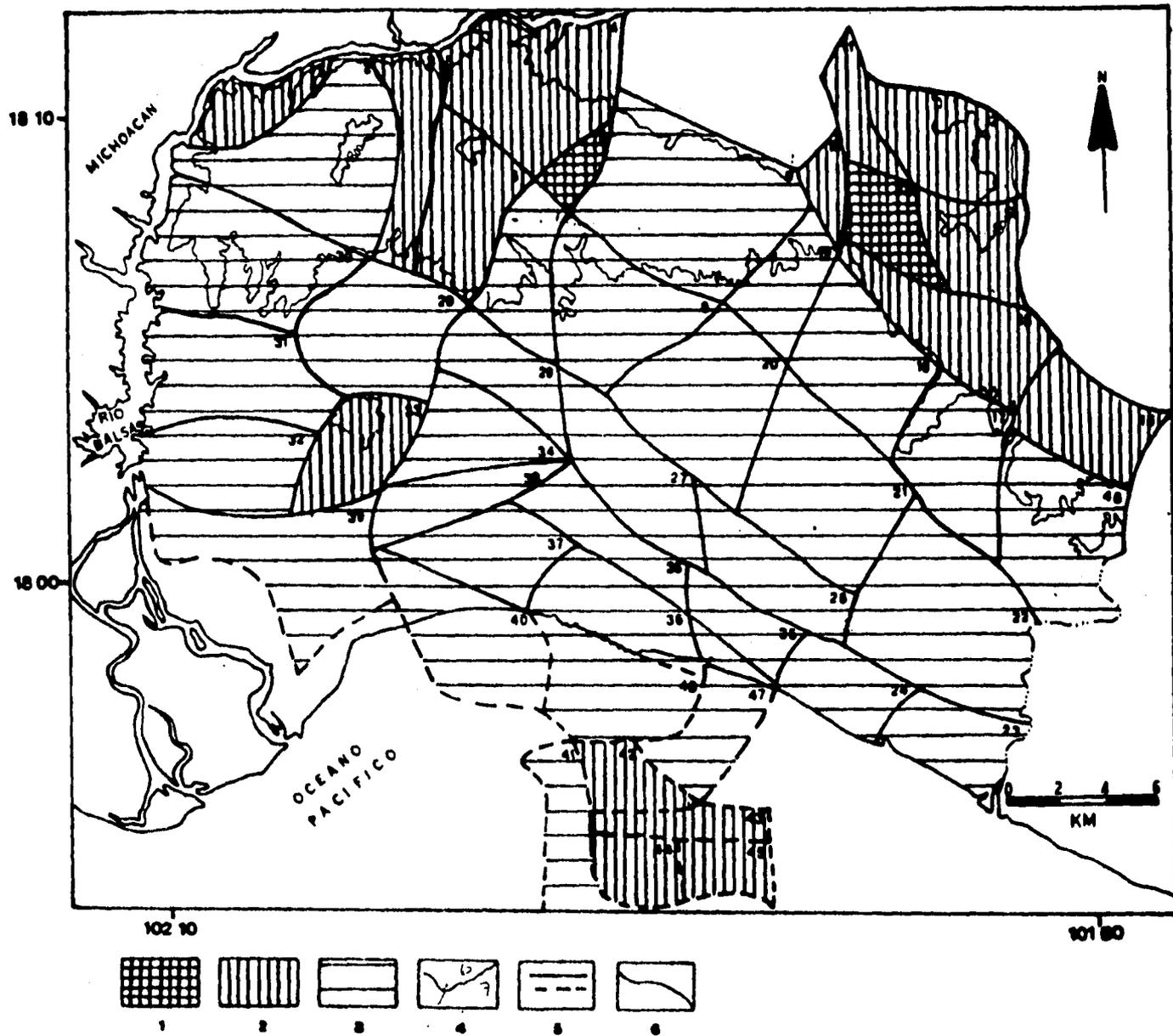


Figura 67. Mapa que muestra la distribución de las unidades en bloque según el índice de relación de la altura relativa entre el área (h/A), así como la altitud. 1. 1 a 3, menor a 200; 2. 3 a 8, de 200 a 500; 3. 8 a 9, mayor a 800; 4. Límite de bloques, 5. Número de bloque, 6. Curva de nivel de 200 y 800 metros.

6.6 Coeficiente de forma de las estructuras en bloque.

Este parámetro parte de considerar la forma de la estructura en un espacio tridimensional, la relación entre el eje menor y el eje mayor (A/L), altura relativa y área (HR/Ar) y, altura relativa y eje menor (HR/A), proporciona éste coeficiente.

$$b/a * h/b * h/A = \text{COEFICIENTE DE FORMA}$$

Simonov Y. (1972), propone la clasificación del tipo de forma en función del coeficiente indicado:

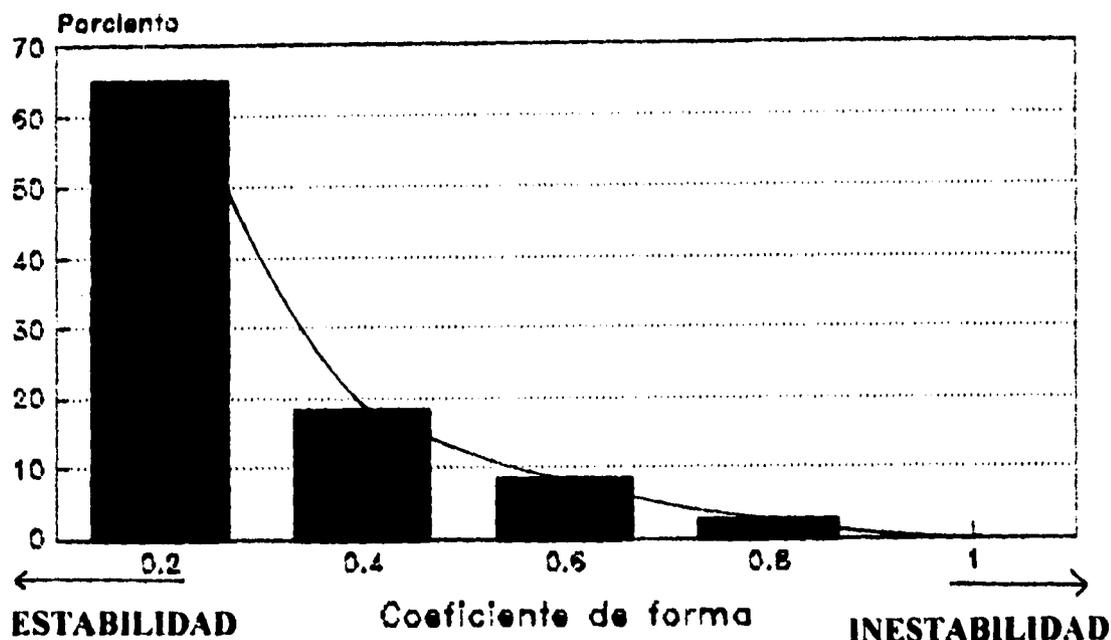
CUADRO 10
TIPO DE FORMA

	<i>Coeficiente de forma</i>	<i>Tipo de forma</i>
Estable	0.0 - 0.2	<i>Lineal - simétrico</i>
	0.2 - 0.4	<i>Lineal - Regular</i>
	0.4 - 0.6	<i>Lineal</i>
	0.6 - 0.8	<i>Moderadamente - Lineal</i>
Inestable	0.8 - 1.0	<i>Intensamente - Lineal</i>

El coeficiente de forma nos proporciona información referente a los impulsos tectónicos y regionalización del modelado erosivo-denudativo. Entre más se acerque a formas de tipo Lineal-simétrico (osea a índice 1), menor es el impulso tectónico como los procesos denudativos y erosivos, en contraparte los bloques tengan formas de tipo intensamente-lineal, con índice cercano a 1, tenderán a ser zonas donde los impulsos tectónicos y los procesos denudativos-erosivos son de mayor magnitud.

La gráfica 17, muestra que más del 60 % del total de los bloques se ubican en la categoría de lineal - simétrico. Los bloques que se ubican en esta categoría, presentan patrones generales de distribución NW-SE, que se relaciona con el sistema de lineamientos regionales, impulsos verticales moderados de la Trinchera Mesoamericana y fallamiento trascurrente diestro (figura 68).

coeficiente de forma



Gráfica 17. Histograma de frecuencia de las unidades en bloco según el coeficiente de forma: 1, Intensamente-lineal; 0.8, Moderadamente-lineal; 0.6, Lineal; 0.4, Lineal-regular; 0.2, Lineal-simétrico

En la categoría de lineal - regular (20 % de los bloques, gráfica 17), se distribuyen en la zona de montaña y en la zona de talud continental (bloque 45). Los desniveles topográficos son de gran magnitud con respecto a las estructuras que los circundan, los impulsos tectónicos que las generan son de moderados a intensos, lo cual se correlaciona con su posición de inestabilidad relativa, el tipo de forma y el contraste altitudinal con respecto a su entorno.

Los bloques 1, 6 y 14, se clasifican como lineales, destacan por ubicarse en las zonas de transición de bloques mayores, en donde los procesos gravitacionales y el modelado de las laderas es intenso (la densidad y profundidad de la disección, la presencia de escarpas y pendientes mayores a los 35 grados, demarcan lo dicho), así como por ser límite entre regiones morfogénicas y zonas generadoras de sismos (figura 67).

Finalmente, sólo el 2 % se sitúan en la categoría de moderadamente - lineal (bloque 13), la presencia de escarpas de gran magnitud, sinuosidad extrema en el parteaguas y altos índices de la profundidad y densidad de la disección (100 m y 8.8 km, respectivamente) resaltan su ubicación en la zona de montaña (figura 67).

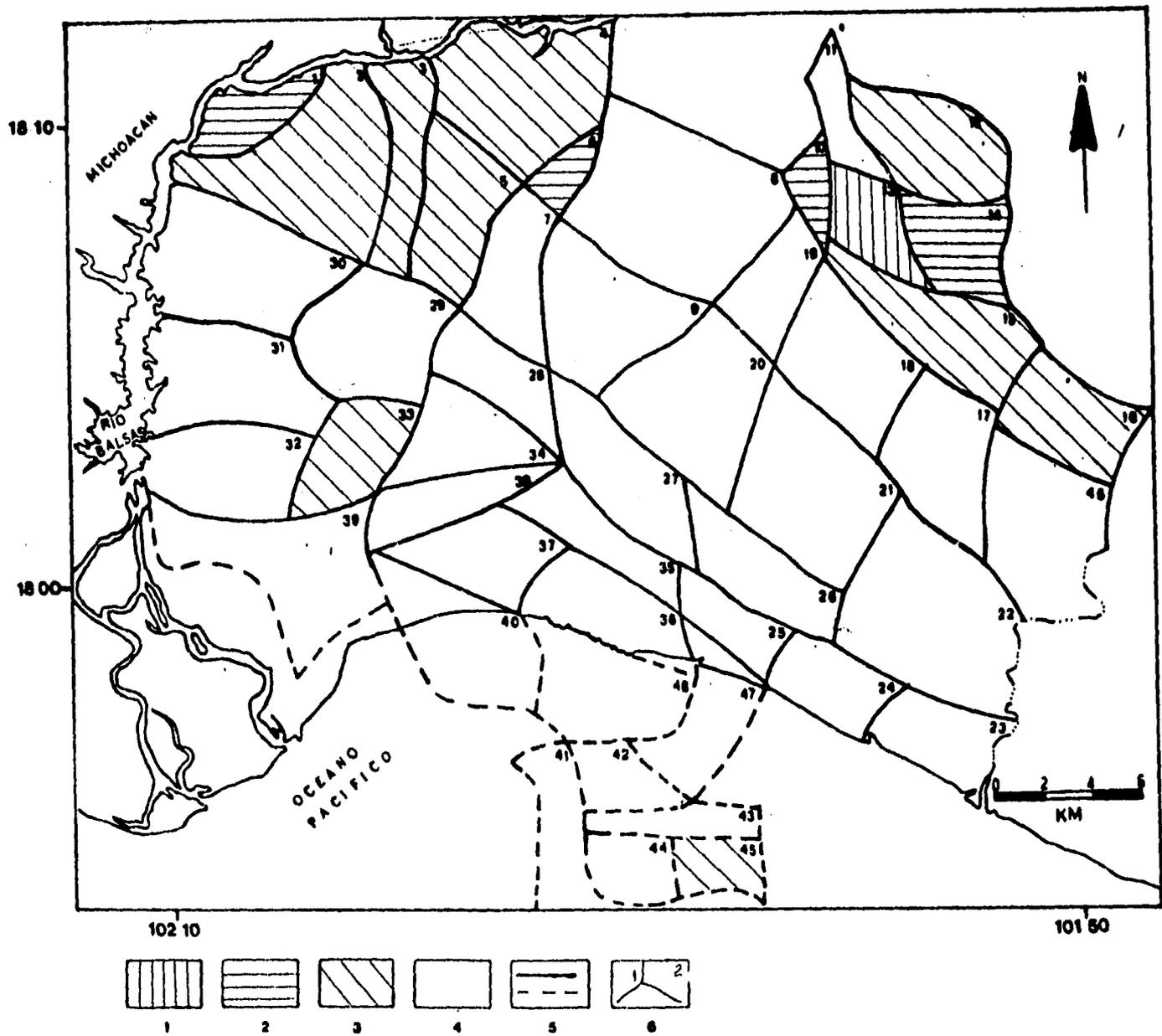


Figura 69. Mapa que muestra la distribución de las unidades en bloque según el coeficiente de forma: 1. Moderadamente - lineal, 2. Lineal, 3. Lineal - regular, 4. Lineal - simétrico. 5. Límite de bloques. 6. Número de bloque.

6.7 Conclusión.

El análisis de las estructuras en bloque mediante sus características morfométricas permite realizar una evaluación del territorio desde el punto de vista de movimientos tectónicos verticales, no así laterales. Con fundamento en un estudio estadístico-matemático, se crea una base de datos donde se caracterizan los siguientes parámetros: altura absoluta, altura relativa, longitud del eje menor, longitud del eje mayor y área. Asimismo, se obtienen índice de relación entre la altura relativa y área, altura relativa y longitud del eje menor, longitud del eje menor sobre la longitud del eje mayor, los cuales permiten obtener el coeficiente de forma de las unidades en bloque.

- Los parámetros morfométricos que han fundamentado el análisis de bloques permitió detectar el plano tectónico activo, se confirma ésta apreciación al correlacionar los mapas geológicos, tectónicos, sísmicos y morfogenético, asimismo mapas específicos (clasificación de alineamientos) y el análisis de los perfiles geomorfológicos.

Sin embargo, al analizar el índice de correlación entre los parámetros (ver anexo II), ya sea por variable o índice, permite denotar que la altura relativa, eje mayor del bloque y las relaciones entre altura relativa y eje menor, altura relativa y área, son las que permitieron una mayor caracterización de los bloques, ya que el índice de correlación oscila de 0.678 a 0.988 considerado como alto. En contraparte, con un índice de correlación menor a 0.5, los parámetros altura absoluta, eje menor entre eje mayor y área presentan una potencia baja para la caracterización de los bloques, sobre todo por ser parámetros que consideran a el bloque en forma particular.

Así, creemos conveniente que el análisis estadístico sea, para variables continuas (altura absoluta, altura relativa, área y longitud del eje menor) por medio de histogramas, y para datos bivariados (relaciones de dos variables: altura relativa sobre eje menor, altura relativa sobre área, eje menor sobre eje mayor y coeficiente de forma) por medio de diagramas de dispersión (regresiones o matrices) lo que permitira una mejor caracterización y mejores resultados.

La relación de la altura relativa y la longitud del eje menor del bloque mediante un análisis de regresión lineal simple, permite clasificar a dichas estructuras según su estabilidad relativa y grado de contrasticidad, resaltando la estrecha relación con zonas sísmicas activas y zonas neotectónicas con un expresión clara en el relieve.

- Los bloques tectónicamente inestables, detectados en cada parámetro, permite encontrar constantes anomalías. El bloque 2, 13, 15, 33 y 43 se repiten continuamente, dichas anomalías, destacan por su actividad sísmica y de levantamientos tectónicos intensos plio-cuaternarios. Una estructura en bloque de relevante importancia es la número 26, ubicada en la región transcurrente diestra del territorio, región generadora de sismos y de importantes movimientos laterales. es una zona de subsidencia del terreno, lo cual se corrobora con su posición de bloque hundido en el análisis de regresión lineal simple y su contraste altitudinal de segundo y tercer orden.

- La distribución de epicentros, en relación con la disposición de los bloques tectónicos inestables, permite denotar que sismos con magnitud menor a los cinco grados Richter se ubican en la zona transcurrente del curso bajo del río Balsas (sector centro - sur) y zonas donde el contraste topográfico es moderado y fuerte (límites de la montaña y premontaña, así como en el talud continental). Finalmente, los sismos con magnitud Richter superior a seis, se ubican en zonas de contraste geomorfológico relevante (límite entre la montaña y la llanura, regiones transcurrentes compresivas y bloques donde el grado de contraste de las fronteras es superior a tres).

Cabe destacar que el contraste altitudinal es de los indicadores que más correlación tienen con los parámetros geológicos (brecha de falla), tectónicos (impulsos tectónicos intensos Plio-cuaternarios), sísmicos (sismos con magnitud mayor a cuarto grado Richter) y geomorfológicos (escarpas tectónicas y erosivas activas, morfoalineamientos, frente montañoso, cuencas de tracción y domos de compresión).

DISCUSION DE RESULTADOS.

El método morfotectónico permitió la relación entre el relieve y la estructura geológica por medio del análisis de los aspectos geológicos, tectónicos y sísmicos, que se sintetizan en el estudio morfogenético y estructural de bloques. Así, por medio de dicho método, se obtuvo el plano tectónico activo durante la etapa tectónica reciente en el sector oriental del curso bajo del río Balsas, definiendo los sectores sísmicos activos y de fallas con expresión en el relieve, siendo lo anterior el objetivo del presente estudio.

La discusión de los resultados se ha dividido de acuerdo a los capítulos de la tesis:

- El curso bajo del río Balsas se ubica en la provincia geológica de la Sierra Madre del Sur, así como en el terreno tectónico-estratigráfico de Guerrero. Caracterizado por sus rocas magmáticas, volcanoclásticas y sedimentarias típicas de un arco de islas, dicha secuencia se adjudica para México en el Cretácico Tardío.

Con fundamento en la fotointerpretación y análisis de mapas temáticos, se definen estructuras primarias (fracturamiento de los cuerpos intrusivos) y secundarias (plegues, fallas normales e inversas y fracturas) que no habían sido definidas por Pantoja A. et al; Campa F. et al; Centeno, E. et al. y Guerrero G. Se describe la secuencia estratigráfica local, correlacionando con las columnas estratigráficas de las subunidades del terreno Guerrero (Zihuatanejo, Toloapan e Ixtapan Aportes en torno a la detección de estructuras primarias (fracturamiento intrusivo y caracterización de secuencias estratigráficas) y secundarias (ejes de plegues, fallas normales e inversas), descripción de columnas estratigráficas que caracteriza los depósitos desde un punto de vista de relaciones de contacto y correlaciones, resaltando las diferencias entre las unidades Toloapan, Zihuatanejo y Huetamo), lo cual permitió presentar un esbozo de la geología regional. Así, el basamento litológico local ha sido diferenciado en: sedimentario de areniscas del Triásico débilmente plegadas, intrusivo masivo del Cretácico, volcánico-sedimentario débilmente plegado del Cretácico y conglomerado del Cuaternario.

- Tectónica. La configuración actual del territorio de México es consecuencia de cuatro desplazamientos tectónicos mayores que han actuado simultáneamente desde el Cretácico Superior, durante el Terciario y el Cuaternario. La placa continental de Norteamérica migrando al occidente y al suroccidente, la placa oceánica del Pacífico en subducción al noreste, la placa Rivera con desplazamiento al occidente y noroeste y la placa de Cocos con movimiento inicial al noreste y después al este.

La deformación en el suroeste de México es determinada por movimientos de trastensión, con componentes transformantes diestros, los cuales reafirman las propuestas de desplazamiento (Johnson y Carmichael, Ferrari, Sock y Stoiber, y Bandy), de grandes macrobloques en esta región. Así mismo, la presencia de estructuras rift-rift-rift a lo largo de regiones de sutura (Tepic-Colima-Chapala y Tepalcatepec-Balsas-San Juanico) las cuales dividen al macrobloque de Jalisco-Michoacán y Michoacán-Guerrero reafirman esta propuesta.

La sismicidad local y regional se presenta como uno de los indicadores principales de la neotectónica, las geotecturas del suroeste de México presentan características propias que se diferencian entre sí. Se apoya, nuevamente, la propuesta de la formación de macrobloques en esta región, resaltando la presencia de regiones de sutura sismogeneradoras relevantes (Trinchera mesoamericana-Cañones de Pertacalco-río Balsas y río Balsas-Tepalcatepec).

Debido a la insuficiencia de los datos sísmicos (182) en el sector oriental del curso bajo del río Balsas, no se logra hacer un estudio más fino, sin embargo se puede considerar como una región sismogeneradora ya que se han registrado cuatro sismos de magnitud superior a los 6 grados Richter (el sismo del 10 de diciembre de 1994, de 6.2 grados Richter, tuvo su epicentro al norte del poblado La Unión), los cuales han tenido un área de influencia superior a los 400 kilómetros.

El relieve del sector oriental del curso bajo del río Balsas es producto de la acción simultánea de los procesos endógenos y exógenos que han actuado desde el Triásico-Cretácico y que actualmente se diferencia por sus características geológicas, dinámica tectónica y particularidades sísmicas Plio-Cuaternarias.

Con fundamento en criterios morfológicos, genéticos, cronológicos, dinámicos y geomorfológicos se logra confeccionar la carta morfogenética. Cabe destacar que el estudio simultáneo de aspectos cualitativos (secciones geomorfológicas, superficies de nivelación, patrones de drenaje y clasificación de morfoalineamientos) y cuantitativos (altimetría, densidad y profundidad de la disección, jerarquía fluvial), son fundamento esencial en el estudio del relieve, en el cual, no se puede prescindir ninguno de estos aspectos.

Aportes en torno al estudio de las superficies de nivelación, análisis de la red fluvial y morfoalineamientos, referidos a la metodología de estudio, son propuestos, asimismo como métodos de muestreo para la elaboración del mapa altimétrico y selección de muestras para el mapa de densidad y profundidad de la disección. También se propone el estudio de los morfoalineamientos a raíz de los modelos teóricos de formación de fracturas y arreglo geométrico,

sin embargo las antedichas propuestas deben ser revizadas para poder afinar los resultados y conclusiones metodológicas, y sobre todo su aplicación.

La clasificación morfogenética del curso bajo del río Balas, sector oriental, se ubica en una serie de estructuras de mayor jerarquía como la de geotectura de transición marginal, la cual es representada por la Sierra Madre del Sur; el piso estructural es constituido por los complejos Xolapa, Guerrero, Mixteco, Oaxaca, etcétera, las cuales diferencian las etapas tectónicas de la Sierra Madre del sur, dichas etapas tectónicas constituyen los basamentos metamórficos, intrusivos cretácicos y sedimentarios (de debilmente plegados a fuertemente plegados), que oscilan del Paleozoico (terreno Xolapa) hasta el Plioceno (depósitos sedimentarios debilmente plegados del terreno Guerrero).

La unidad metamórfica es constituida por: a) terrenos sedimentarios de areniscas triásicas debilmente plegadas; b) cuerpos intrusivos masivos del Cretácico; c) complejo volcánico-sedimentario debilmente plegado del Cretácico, y d) conglomerado del Cuaternario.

La diferenciación del relieve en Tierra firme (montañas, premontañas, elevaciones bajas y llanuras) y fondo oceánico (plataforma continental y talud continental), constituye la categoría del relieve. El grado de modelado del relieve por medio de los agentes exógenos, mediante un análisis de los aspectos litológicos y su disposición físico-geográfica permite hacer más finos los resultados.

Finalmente fallas, escarpas, alineamientos, depresiones de contacto, superficies de nivelación, entre otras, representan el carácter morfoestructural específico y el complejo de formas estructurales expresadas en el relieve.

Con base en el estudio geológico, tectónico, sísmico y geomorfológico se logra detectar el plano morfoestructural activo durante la etapa neotectónica, dicho plano morfoestructural fué evaluada en función de las particularidades morfométricas de las estructuras en bloque a partir de los siguientes criterios: altura absoluta, relación entre la longitud del eje menor y la altura relativa por medio de un análisis de regresión simple, relación entre la longitud del eje menor y mayor, relación entre el área y la altura relativa mediante el análisis de regresión lineal simple, y el coeficiente de forma.

Pese a que todos los criterios de análisis presentan un índice de correlación múltiple superior a los 0.965 (lo cual está dentro de los límites permitibles de error), deben considerarse la relación

entre área y altura relativa y el coeficiente de forma puesto que presentan los índices de correlación múltiple más bajos 0.968 y 0.976 respectivamente.

Con base en el estudio y relación de éstos criterios se identificarán aquellas regiones anómalas, las cuales corresponden a fallas sísmoactivas y/o regiones de inestabilidad tectónica que se manifiesta con el desarrollo de grandes escarpas, pendientes con procesos de ladera y zonas de subsidencia rápida.

BIBLIOGRAFIA.

- AGUAYO, C. y MARIN, C. (1989).** Origen y evolución de los rasgos post-cretácicos de México. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 5, 2, 15-39.
- ALLAN, F., NELSON, S., LUHR, L., CARMICHAEL, I. and WOPAT, M. (1987).** Pliocene-recent rifting in SW Mexico and associated alkaline volcanism. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 473-485.
- BANDY, L. (1992).** Geological and geophysical investigation of the Rivera-Cocos plate boundary: implications for fragmentation. Ph. D. Thesis, University of Washinton. (Ined.).
- BAZAN, S. (1993).** Tectónica Plio-Cuaternaria en la parte meridional de México. *Bol. Soc. Geol. Mex. Reunión anual, memorias.*
- BECK, M. E. (1983).** On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophys.* 93, 1-11.
- BECK, M. E. (1991).** Coastwise transport reconsidered: lateral displacements in oblique subduction, and tectonic consequences. *Phys. Earth Planet. Inter.* 68, 1-8.
- BELOUSOV, F. (1969).** Geología estructural. Ed. Mir, Moscú.
- BEVIS, M. and ISACKS, B. (1984).** Hypocentral trend analysis: probing the geometry of the Benioff Zones. *J. Geophys. Res.* 89, 6153-6170.
- BOHNEL, O. ALVA, D., GONZALEZ, G. URRUTIA, F. and MORAN, C. (1989).** Paleomagnetic data and the accretion of the Guerrero Terrain, SW Mexico continental margin. *AM. Geophys. Union.* 5, 73-92.
- BOHNEL, O. and NEGENDANK, J. (1988).** Paleomagnetic of the Puerto Vallarta complex and the accretion Guerrero Terrain, Mexico. *Phys. Earth Planet Inter.* 52, 330-338.
- BOLETIN SISMOLOGICO NACIONAL. (1980-1993).** Boletín Sismológico Nacional. UNAM.
- BUORGOIS, J. and MICHAUD, F. (1991).** Active fragmentation of the North America plate and the mexican triple junction area off Manzanillo. *Geo. marin. Lett.* 11, 59-65.
- BURBACH, G., FROHLICH, C., PENNINGTON, W. and MATUMOTO, T. (1984).** Seismicity and tectonics of the subducted Cocos Plate. *J. Geophys. Res.* 89, 7719-7735.
- BUTLER, B. (1988).** Interpretation of geological maps. Logman Scientific and Technical. USA.
- CAMPA, M. and CONEY, P. (1983).** Tectonic-Stratigraphic and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian J. Earth Sc.* 20, 1040-1051.
- CARRANZA, E., GUTIERREZ, E. y RODRIGUEZ, T. (1975).** Unidades morfotectónicas continentales de las costas mexicanas. UNAM, Inst. Ciencias del mar y limn. *Anales.* 2, 81-88.
- CENTENO, E., CONEY, P., RUIZ, J. and ORTEGA, F. (1993).** Tectonic significance of the sediments of the Guerrero terrane from petrographic, trace element, and Nd-isotopic studies. *Frist Circum Pacific and Circum Atlantic Terrene Conference.* 5-22 november 1993. Guanajuato. *Inst. Geol. UNAM.* 30-33.
- CHAEI, E. and STEWARD, E. (1982).** Recent large earthquake along the Middle Trench and their implications for the subduction proces. *J. Geophys. Res.* 87, 111-128.

- CHIKISCHEV, A. (1973).** Landscape indicators: New techniques in geology and geography. Edited by consultants Bureau. New York, USA.
- CONNORS, B. (1990).** Cinder cones clustering in the Transmexican Volcanic Belt, implications for the structural and petrologic models. *J. Geophys. Res.* 95, 1-12.
- CORDOVA, F. (1988).** Cartografía geomorfológica a escala pequeña del occidente de la Rep. Mexicana. UNAM, Fac. Fil. y Let. Tesis profesional. 127 p. (Ined.).
- CORRALES, Z., ROSSELL, J., SANCHEZ, L., VERA, A. y VILAS, L. (1977).** Estratigrafía. Ed. Rueda, España.
- CSERNA, Z. (1982).** Tectonic map of Mexico. *Geol. Soc. Am.*
- DAMON, P., MAHAMMAD, S. y CLARK, K. (1981).** Evaluación de los arcos magmáticos y su relación con la metalogénesis. *UNAM. Rev. Inst. de Geol.* 5:2, 223-238.
- DAVIS, G. (1984).** Structural geology of rocks and regions. John Wiley and Sons. Inc. USA.
- DEAN, B. and DRAKE, D. (1978).** Focal mechanism solution and tectonics of the Middle America Arc. *J. Geol.* 86, 111-128.
- DELGADO, G. and URRUTIA, F. (1986).** The structure of the Chapala Graben, Mexico. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 80, 1090.
- DELGADO, G. y URRUTIA, F. (1986).** Estructura en el graben de Chapala. *Inst. de Geol.* 32.
- DEMEK, J. Edit. (1972).** Manual of detailed geomorphological mapping. Czechoslovak Academy of Sciences. Academia. Prah.
- DEMANT A. y ROBIN, C. (1975).** Las faces del vulcanismo en México: una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *Rev. Inst. de Geol.* 75-1, 70-82.
- DEMANT, A. (1978).** Características del eje volcánico transmexicano y sus problemas de interpretación. *Rev. Inst. de Geol.* 2, 172-187.
- DeMETS, C. and STEIN, R. (1990).** Present-day kinematics of the Rivera plate and the implications of tectonics in Southwestern Mexico. *J. Geophys. Res.* 95, 21931-21948.
- DeMETS, C., GORDON, R., ARGUS, D. and STEIN, S. (1990).** Current plate motions. *Geophys. J. Inter.* 101, 425-478.
- DeMETS, C., GORDON, STEIN, S. and ARGUS, D. (1987).** A revised estimate of Pacific-North American motion and implications for the North American Plate boundary zone tectonics. *Geophys. Res. Lett.* 14, 911-914.
- DERRAU, J. (1970).** Geomorfología. Ariel, España.
- DIAZ, D., PORTELA, P., BLANCO, P. y HERNANDEZ, S. (1986).** Los principios básicos de la clasificación morfoestructural del relieve cubano. La Habana, Acad. Cenc. Cuba.
- ESPINOZA, R. y FUENTES, J. (1990).** Cambios geomorfológicos en el delta del río Balsas. Tesis de Licenciatura. F.F. Y L. UNAM. Inéd.

FIGUEROA, A. (1970). Catalogo de sismos ocurridos en la Rep. Mexicana. Inst. de Ing. Rev. 272, 88 p.

FITCH, T. J. (1972). Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to Southeast Asia and Western Pacific. J. Geophys. Res. 77, 4432-4460.

FORNARI, D., GALLO, D., EDWARDS, M., PERFIT, M. and SHOR, A. (1989). Structure and topography of the Siqueiros Transform Fault System: evidence for the development of intra-transform spreading centers. Geophys. Res. 11, 283-299.

FREUND, R. (1974). Kinematics of transform and transcurrent faults. Tectonophysics. 21, 93-134.

GALLO, D., FOX, O. and MACDONALD, K. (1986). A sea Beam investigation of the Clipperton Transform Fault: the morphotectonic expression of a fast slipping transform boundary. J. Geophys. Res. 91, 3455-3467.

GARCIA, E. (1988). Modificaciones al sistema clasificativo de Koeppen. Inst. de Geog. UNAM.

GARCIA, R. (1993). Análisis geomorfológico de la distribución de riesgos naturales en la delegación Cuajimalpa de Morelos, DF. UNAM. FFyL. Tesis profesional. 163 p.

GASTIL, R. and JENSKY, W. (1983). Evidence for strike-slip displacement beneath the Transmexican Volcanic Belt. Stanford Univ. Pub. Geol. Sc. 13, 171-180.

GERSON, RAN. (1985). Stages in the creation of a large rift valley-geomorphic evolution along the southern Dead Sea Rift. en Binghamton Geomorphology Symposium (XV. 1984: State University of New York At Binghamton). Tectonic geomorphology. Mass. USA.

GRAJALES, N. y LOPEZ, I. (1983). Estudio petrogenético de las rocas metamórficas e ígneas en el prospecto Tomatlan, Guerrero-Jalisco. IMP. 69 p.

GUBBINS, DAVID. (1990). Seismology and plate tectonics. Cambridge University Press. II tomos. 520 pp.

GUERRA, P. (1976). Mapa de interpretación preliminar de la tectónica mexicana. CETENAL. Escala 1:2 000 000.

GUTIERREZ, E. (1990). Morfosedimentología del delta submarino del río Balsas, Michoacán. Tesis doctoral, CCH.

HANT, M. (1986). Geomorphology pure and applied. Allen & Unwin. UK.

HANUS, V. and VENEK, J. (1977). Subduction of the Cocos plate and deep active fracture zones of Mexico. Geof. Inter. 1, 14-54.

HASENAKA, T. and CARMICHAEL, I. (1985). A compilation of location, size and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, central Mexico. Geof. Inter. 24, 577-604.

HATCHER, D. (1973). Structural Geology. Merrill, Ohio, USA.

HERNANDEZ, S. (1989). Geomorfología estructural del sistema montañosos de la sierra Maestra y las depresiones graben adyacentes. Ed. Acad. La Habana. 45 p.

HERNANDEZ, S., DIAZ, D., MAGAZ, G., GONZALEZ, O., PORTELA, P. y ARTEAGA, B. (1991). Criterios geomorfológicos de Cuba oriental, en *Morfotectónica de Cuba oriental*. Ed. Acad. La Habana. 43 p.

HERNANDEZ, S., ORTIZ, P., MAGAZ, G., DIAZ, D. y ZAMORANO, O. (1994). Estilos geotectónicos bidimensionales y tridimensionales interbloques: una nueva categoría neotectónica para la determinación de morfoestructuras montañosas. *Inv. Geog. UNAM.* 28, 9-31.

HEY, R. (1977). A new class of pseudo faults and their bearing on plate tectonics: a propagatin rift model. *Earth, Planet, Sci. Lett.* 37, 321-325.

ILLIADES, C. "Compilador". (1989). Guerrero: Textos de su historia. I. I. Dr. José María Luis Mora. Tomo I. 359 pág.

JOHNSON, C. and HARRISON, C. (1989). Tectonics and volcanism in central Mexico: LandSat thematic mapper perspective. *Remote Sens. Envir.* 28, 273-286.

KING, C. Techniques in geomorphology. Eduard Arnol. UK.

KOSTENKO, N. (1975). Geomorfología estructural. Inst. de Geog. UNAM. 111 p.

LAIN, S. ed. (1984). Zeitschrift fur Geomorphologie. Berlin, Deutschland.

LARSON, R. (1972). Batimetry, magnetic anomalies and plate tectonic history of the mouth of the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 3345-3360.

LONSDALE, P. (1988). Comments on East Pacific Rise from Siqueiros to Orozco fracture zones: along strike continuity of axial neovolcanic zone and structure and evolution of overlapping spreading centres. *J. Geophys. Res.* 91, 493-499.

LUGO, H. (1985). Morfoestructuras del fondo oceánico mexicano. UNAM. Inst. de Geog. Bol. 19, 9-17.

LUGO, H. (1989). Diccionario geomorfológico. Instituto de Geografía. UNAM. 337 p.

LUGO, H. (1988). Elementos de geomorfología aplicada: métodos cartográficos. Inst. de Geog. UNAM.

LUGO, H. (1990). El relieve de la Republica Mexicana. UNAM. Rev. del Inst. de Geol. 9:1, 82-111.

LUGO, H. y ORTÍZ, P. (1980). Análisis geomorfológico estructural del conjunto montañoso de Cabo Corrientes, Jalisco. Bol. de la Soc. Geol. Mex. 12, 1-13.

LUHR, J., NELSON, S., ALLAN, F. and CARMICHAEL, I. (1985). active rifting in Soutwestern Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology.* 13, 54-57.

MAMMERICKX, J. and CARMICHAEL, I. (1989). A spreading incursion in the continental near the Rivera Plate an Jalisco Block? *EOS, Trans. Am. Geophys. Union.* 70, 1318-1319.

MAMMERICKX, J. and KLIDGORD, H. (1982). Northern East Pacific Rise: evolution from 25 m.y.b.p. to present. *J. Geophys. Res.* 87, 6751-6759.

MANN, P., HEMPTON, D. and BURKE, K. (1983). Devenlopment of Pull-Apart Basins. *J. Geol.* 91, 529-554.

McCULLAGH, P. (1978). Modern concepts in Geomorphology. Oxford Univ. Press. UK.

- MENARD, H. (1978).** Fragmentation of the Farallon plate by pivoting subductions. *J. Geol.* **86**, 99-110.
- MENARD, H. (1985).** Deformations of the West coast of North America. *Geophys. Soc. Am. Bull.* **66**.
- MICHAUD, F., QUINTERO, O., BARRIER, E. et BOURGOIS, J. (1990).** La frontiere nord du bloc Jalisco (ouest de Mexique), localisation et evolution de 13 Ma a l'actuel. *C. R. Acad. Sci. Paris.* **83**, 5331-5334.
- MINSTER, J. (1978).** Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.* **83**, 5331-5354.
- MOSSER, F. (1972).** The Mexican Volcanic Belt: structure and tectonic. *Geof. Inter.* **12**, 55-70.
- NIXON, G. (1992).** The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of the subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.* **93**, 514-523.
- OCHOA, CAMPOS C. (1989).** Guerrero: Textos de su historia. Instituto de investigaciones Dr. M. L. Mora. Tomo I. 359 pág.
- OLLIER, C. (1981).** Tectonics and Landforms. Logman. London, 326 p.
- ORLOVA, A. (1981).** El mosaico movil del planeta. Nedra, Moscú. 181 p. (en ruso).
- ORTEGA, F. (1981).** Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geof. Inter.* **20-3**, 177-202.
- ORTIZ, P. (1990).** Perfiles geomorfológicos complejos. serie Varia, 1-12. UNAM.
- ORTIZ, P. y ESPINOZA, R. (1991).** Clasificación geomorfológica de las costas de México. *Geog. y Des.* **11:6**, 2-9.
- ORTIZ, P., ZAMORANO, O., HERNANDEZ, S. y FRAUSTO, O. (1992).** Análisis morfotectónico del territorio suroccidental del batolito de Colola, Michoacán. (Ined.).
- ORTIZ, P., ZAMORANO, O., HERNANDEZ, S. y PALACIO, P. (1992).** Evidencias geomorfológicas de deformación transcurrente en el complejo volcánico de Temascalcingo, México. *Geof. Int.*
- ORTÍZ, P., y BOCCO, v. (1989).** Análisis morfotectónico de las depresiones de Ixtlahuaca y Toluca, México. *Geof. Inter.* **28**, 507-530.
- PARDO, S. y SUAREZ, G. (1993).** Geometría de la subducción de las placas Rivera y Cocos bajo el sur de México. UGM, Memorias.
- PASCUARE, G., VEZZOLI, L. and ZAUCHI, A. (?).** Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt. *Geof. Int.* **3b: 26**, 177-193.
- PEARSE, J., HARRIS, N. and TINDLE, A. (1984).** Trace element discrimination diagrams for the tectonics interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **25**, 956-983.
- RAMIREZ, T. (1990).** Análisis morfotectónico de la Faja Volcánica Transmexicana. UNAM, FFyL. Tesis profesional. 180 p.

- RAMIREZ, T., ORTIZ, P. and SUMMERFIEL, M. (1993).** Tectonic geomorphology of the Acambay graben. (en pensa).
- READING, H. (1980).** Characteristic and recognition of strike-slip fault systems. *Special Pub. Inter. Sediment. Ass.* 4, 7-26.
- SIMONOV, Y. (1972).** Análisis geomorfológico regional. Univ. de Moscú. 249 p. (en ruso).
- SIMONOV, Y. (1985).** Análisis morfométrico. Univ. de Moscú. (en ruso).
- SPENCER, J. and NORMARK, W. (1989).** Neogene plate tectonic evolution of the Baja California Sur continental margin and Southern Gulf of California, Mexico. *Geol. Soc. Am.* 489-497.
- SPIRIDONOV, A. (1968).** Physionomic landscape features as indicators of origin and development of the landscape. en: *Indicadores geográficos en el estudio de las pendientes.* Bureau Cons. NY. USA.
- STEIN, S. and GORDON, R. (1984).** Statistical test of additional plate boundaries from plate motions inversions. *Earth Planet Sc.* 69, 401-412.
- STOCK, M. (1993).** Tectónica de placas y la evolución del bloque Jalisco, México. *GEOS, Bull. Unión Geof.* 13:2, 3-9.
- STOIBER, R. and CARR, M. (1973).** Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. *Bull. Volc.* 37, 305-325.
- THORNBURY, W. (1961).** Principles of Geomorphology. John Wiley & sons. Inc. USA.
- TORREZ, A. y SUAREZ, G. (1993).** Estudios de la corteza en la costa de Guerrero, utilizando ondas convertidas. UGN. Memorias.
- TWIDAL, C. (1971).** Structural land forms. The mit Press, Cambridge, London.
- URRUTIA, F. and BOHNEL, H. (1988).** Tectonics along the Transmexican Volcanic Belt according to paleomagnetic data. *Phys. Earth Planet Inter.* 52, 320-329.
- VERSTAPPEN, H. (1983).** Applied geomorphology: geomorphological survey for environmental development. Elsevier, Amsterdam.
- WICE, D., FUNICIELLO, R., POROTTO, M. and SALVINI, F. (1985).** Features and lineament orientations in Italy. *Geol. Soc. Am.* 96.
- ZAMORANO, O. (1990).** Análisis ingeniero-geomorfológico de la cuenca de México. Univ. de Moscú. Tesis doctoral. (en ruso).
- ZAMORANO, O. (1993).** Principios teórico-metodológicos para la interpretación y clasificación morfotectónica del relieve. (Ined.).

MATERIAL CARTOGRÁFICO.

- Cartas topográficas a escala 1: 50 000

E 14 - D 19

E 13 - B 89

E 14 - C 11

E 14 - C 21

- Cartas geológicas a escala 1: 250 000

E 13 - 6

E 14 - 4

E 14 - 7

- Carta geológica de México a escala 1: 2 000 000. Instituto de Geología, UNAM. 1992.

ANEXO

ANÁLISIS DE REGRESIÓN SIMPLE ENTRE LA LONGITUD Y LA ALTURA RELATIVA

TESIS SIN PAGINACION

COMPLETA LA INFORMACION

Mapa	H MAX	H1	H2	H3	UJ MAY	UJ MEN	HRELAT	MEN/MAY	AREA	HREL/AREA	HREL/MEN	COEFFORMA
1	800	80	80	800	17.5	11.5	8.7	200	0.00000000	0.00000000	0.00000000	0.00000000
2	1000	80	800	142.0	18.2	10.1	800.0	0.004818300	200.00	0.019180040014	0.1007818000	0.000734000000
3	800	800	840	800	17.7	2.0	200	0.15010000	40.00	0.030010010000	0.1400071400	0.001100000000
4	800	800	80	370	14.8	8.8	450	0.00000000	127.0	0.0000000000	0.1000000000	0.010000000000
5	840	800	400	800	12.2	8.7	412	0.713114700	100.14	0.001000000000	0.0047100400	0.000110000000
6	800	300	400	300	7	3.2	100	0.407140000	20.4	0.400140000000	0.110000	0.400000000000
7	800	300	170	202.5	11.0	8.7	207.0	0.470001000	07.00	0.0000000000	0.1043000000	0.010000000000
8	800	300	210	200	10.3	12.0	410	0.00000000	100.70	0.1000000000	0.0000000000	0.110000000000
9	440	300	85	277.0	12.0	10.7	212.0	0.00000000	134.00	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
10	800	300	300	200	7.7	4.3	220	0.00000000	20.11	0.0000000000	0.1000000000	0.010000000000
11	800	370	400	417.0	8.4	2.4	142.0	0.00000000	20.00	0.0000000000	0.110000	0.100000000000
12	1210	800	400	603	13.4	8.0	647	0.00000000	117.00	0.0000000000	0.1000000000	0.000000000000
13	740	240	810	370	8	8.0	300	0.700	40.4	0.0000000000	0.1000000000	0.010000000000
14	1000	840	670	600	8.0	7.0	410	0.00000000	60.04	0.0000000000	0.1000000000	0.000000000000
15	800	840	330	430	10.1	4.0	400	0.00000000	70.00	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
16	800	100	300	240	10.0	8.0	340	0.00000000	74.12	0.0000000000	0.1	0.000000000000
17	450	100	240	210	10.2	8.7	210	0.00000000	60.74	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
18	410	300	100	250	10.0	8.7	100	0.00000000	60.00	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
19	400	300	100	270	14.0	11.1	100	0.00000000	100.00	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
20	300	100	100	137.0	10	8.0	107.0	0.00000000	100.00	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
21	200	77	100	113.0	11.0	10.0	171.0	0.00000000	100.00	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
22	240	80	40	60.0	14.7	12.2	174.0	0.00000000	170.34	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
23	80	80	0	30.0	9.7	8.0	60.0	0.00000000	60.10	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
24	80	10	0	7.0	8.4	8.1	60.0	0.00000000	47.04	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
25	80	0	10	7.0	10.1	3.0	77.0	0.00000000	30.30	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
26	80	10	0	10	10.1	14.4	60	0.00000000	017.44	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
27	140	80	80	70	10.0	8.1	60	0.00000000	60.10	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
28	200	100	100	142.0	8.0	8.2	87.0	0.00000000	60.00	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
29	340	77	100	120.0	11.0	10.0	211.0	0.00000000	124.00	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
30	410	80	400	240	14.1	10.4	100	0.00000000	140.04	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
31	300	100	100	130.0	12.1	8.0	100.0	0.00000000	100.00	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
32	240	100	40	60	10.0	8.1	100	0.00000000	110.10	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
33	300	100	37	71	8.0	8.0	224	0.00000000	87.00	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
34	270	80	80	87	11.0	8.0	100	0.00000000	70.00	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
35	70	80	30	42.0	14.7	3	30.0	0.00000000	44.1	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
36	80	80	70	40	14.7	8.0	30	0.00000000	60.00	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
37	80	80	17	10.0	8.0	7.0	81.0	0.00000000	70.2	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
38	140	20	20	20	12.0	4.0	100	0.00000000	80.7	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
39	100	0	3	1.0	12.0	8.0	100.0	0.00000000	114.30	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
40	20	-100	10	-60	11.0	8	80	0.00000000	107.1	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
41	-80	-80	-400	-220	13.2	3.0	100	0.00000000	61.40	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
42	-120	-200	-320	-202.0	8	8.0	137.0	0.00000000	30	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
43	-120	-210	-340	-270	10	1.0	100	0.00000000	0.12	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
44	-200	-340	-600	-470	7	8	140	0.00000000	42	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
45	-220	-310	-480	-360	7.0	4.0	100	0.00000000	33.70	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
46	400	100	130	150	13.2	10.2	320	0.00000000	134.04	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000
47	10	-80	-100	-70	11.0	8.1	80	0.00000000	60.10	0.0000000000	0.0000000000	0.000000000000

BLOQUES	EJE MENOR	HRELATIVAX2		XiYi	Y2
1	5.7	392.5	32.49	2237.25	154056.2
2	16.1	883.5	259.21	14224.35	780572.2
3	2.8	200	7.84	560	40000
4	8.8	450	77.44	3960	202500
5	8.7	412	75.69	3584.4	169744
6	3.2	190	10.24	608	36100
7	5.7	297.5	32.49	1695.75	88506.25
8	12.6	415	158.76	5229	172225
9	10.7	212.5	114.49	2273.75	45156.25
10	4.3	230	18.49	989	52900
11	2.4	142.5	5.76	342	20306.25
12	8.8	547	77.44	4813.6	299209
13	5.8	365	33.64	2117	133225
14	7.8	415	60.84	3237	172225
15	4.2	425	17.64	1785	180625
16	6.8	340	46.24	2312	115600
17	8.7	210	75.69	1827	44100
18	8.7	155	75.69	1348.5	24025
19	11.1	150	123.21	1665	22500
20	8.9	167.5	79.21	1490.75	28056.25
21	10.8	171.5	116.64	1852.2	29412.25
22	12.2	174.5	148.84	2128.9	30450.25
23	6.8	52.5	46.24	357	2756.25
24	5.1	58.5	26.01	298.35	3422.25
25	3.5	77.5	12.25	271.25	6006.25
26	14.4	69	207.36	993.6	4761
27	6.1	62	37.21	378.2	3844
28	5.2	57.5	27.04	299	3306.25
29	10.5	211.5	110.25	2220.75	44732.25
30	10.4	162	108.16	1684.8	26244
31	8.5	168.5	72.25	1432.25	28392.25
32	8.1	154	65.61	1247.4	23716
33	6.9	234	47.61	1614.6	54756
34	6.3	183	39.69	1152.9	33489
35	3	35.5	9	106.5	1260.25
36	5.8	32	33.64	185.6	1024
37	7.6	61.5	57.76	467.4	3782.25
38	4.5	120	20.25	540	14400
39	9.3	103.5	86.49	962.55	10712.25
40	9	86	81	774	7396
41	3.9	165	15.21	643.5	27225
42	5.5	137.5	30.25	756.25	18906.25
43	1.8	150	3.24	270	22500
44	6	145	36	870	21025
45	4.5	160	20.25	720	25600
46	10.2	325	104.04	3315	105625
47	5.1	85	26.01	433.5	7225
SUMATORIA	342.8	10042	2970.8	82274.85	3343600.

Salida de RegresiFn:

Constante	1.505378
Err Std de Y Est	154.3451
R al Cuadrado	0.988559
Nz de Observaciones	48
Grados de Libertad	46

Coficiente(s) X	2.360337
Err Std de Coef.	0.037438

SCx	140286.4
-----	----------

SCxy	2437861.
------	----------

Y	90.19510
---	----------

X	213.6595
---	----------

B1	17.37773
----	----------

B0	-3622.72
----	----------

