



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS

COLEGIO DE GEOGRAFIA



FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFIA



ESTUDIO GEOMORFOLOGICO DE UNA PORCION DE LA CUENCA MEDIA DEL BALSAS: NORESTE DE GUERRERO

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
LICENCIADO EN GEOGRAFIA
P R E S E N T A N :
ACOSTA GARCIA MARIA ALEJANDRA
REYES RAMIREZ DORA OLIVIA



MEXICO, D. F.

1996

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1
24



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

A mi familia

Mis padres:

Lidia y Alejandro

Mis hermanos:

Lucero, Maricela, Alejandro y Lidia

Por su apoyo y comprensión de siempre

Con cariño a mis sobrinos:

Armando, Diana y Claudia

A mi amiga y compañera de tesis:

Dora, por nuestra amistad

A mi padre en su memoria

A mi madre

por su apoyo y comprensión

A mi mejor amiga y hermana,

Esperanza, por su ejemplo de constancia

A mis hermanos Abigail y Jaime

por su apoyo en mi formación

A mi amiga de tantos momentos y

compañera de tesis, Alejandra

AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar nuestro agradecimiento a las personas que de alguna manera participaron en la elaboración del presente trabajo.

En primer lugar a nuestro asesor el Dr. José Juan Zamorano Orozco por su paciencia y valiosa ayuda para llevar a buen término el presente trabajo.

A los sinodales Dr. Mario Arturo Ortiz Pérez, Dr. José Lugo Hupb, Ing. Alberto Pérez Rojas y Dr. Jorge López Blanco por sus comentarios y aportaciones que permitieron enriquecer el trabajo.

Al geógrafo Oscar Frausto Martínez por la ayuda que nos brindó para la elaboración del capítulo de "Bloques tectónicos" y por sus comentarios sobre la presente investigación.

A la Profra. Juana Laura Vega Carmona por las facilidades técnicas que nos brindó para realizar la transcripción del presente.

INDICE

INTRODUCCION	1
I. GENERALIDADES FISICO-GEOGRAFICAS	8
1.1. Localización	8
1.2. Relieve	8
1.3. Clima	10
1.4. Hidrología	15
1.5. Vegetación	18
1.6. Suelos	23
1.7. Integración de los elementos del paisaje por regiones morfológicas	24
II. ASPECTOS GEOLOGICOS Y TECTONICOS	28
2.1. Geología	29
2.1.1. Formaciones Geológicas	30
2.2. Geología Histórica	41
2.3. Evolución Tectónica	44
2.4. Sismicidad	55
III. ANALISIS MORFOMETRICO DEL RELIEVE	56
3.1. Morfometría	57
3.1.1. Análisis hipsométrico	57
3.1.2. Análisis de la densidad de la disección	66
3.1.3. Análisis de la profundidad de la disección	71
3.2. Perfiles Geomorfológicos	75
3.2.1. Criterios de elaboración	75

INDICE

INTRODUCCION	1
I. GENERALIDADES FISICO-GEOGRAFICAS	8
1.1. Localización	8
1.2. Relieve	8
1.3. Clima	10
1.4. Hidrología	15
1.5. Vegetación	18
1.6. Suelos	23
1.7. Integración de los elementos del paisaje por regiones morfológicas	24
II. ASPECTOS GEOLOGICOS Y TECTONICOS	28
2.1. Geología	29
2.1.1. Formaciones Geológicas	30
2.2. Geología Histórica	41
2.3. Evolución Tectónica	44
2.4. Sismicidad	55
III. ANALISIS MORFOMETRICO DEL RELIEVE	56
3.1. Morfometría	57
3.1.1. Análisis hipsométrico	57
3.1.2. Análisis de la densidad de la disección	66
3.1.3. Análisis de la profundidad de la disección	71
3.2. Perfiles Geomorfológicos	75
3.2.1. Criterios de elaboración	75

3.2.2. Descripción	77
IV GEOMORFOLOGIA	94
4.1 Carta Morfogenética	94
• Relieve:	
4.1.1. Endógeno	95
4.1.2. Endógeno modelado	98
4.1.3. Exógeno	101
4.1.3.1 Erosivo	101
4.1.3.2. Acumulativo	117
V. BLOQUES TECTONICOS	128
5.1. Bloques de la Cuanca Media del Balsas: San Juan Tetelcingo	128
5.1.1. Diferenciación de las estructuras en bloques	129
5.2. Caracterización de las estructuras en bloques	132
5.2.1. Altura absoluta	133
• Contraste altitudinal	136
5.2.2. Altura relativa	138
5.2.3. Area de los bloques	139
5.2.4. Longitud del eje menor	143
5.2.5. Relación entre la altura relativa y longitud del eje menor	145
• Clasificación de estabilidad relativa de las estructuras en bloques	148
• Fronteras de estabilidad relativa de las estructuras en bloques	152
5.1.6. Relación de la longitud del eje menor y eje mayor	153
5.2.7. Relación entre altura relativa y área del bloque	153
CONCLUSIONES	160

BIBLIOGRAFIA 165

MATERIAL CARTOGRAFICO 170

ANEXO 1. Banco de datos para el análisis de bloques

INDICE DE FIGURAS

1. Localización del área de estudio
2. Area de estudio
3. Mapa de efectos climáticos noviembre-abril
4. Mapa de efectos climáticos mayo-octubre
5. Mapa de climas
6. Zona de meandros del río Balsas en San Agustín Oapan
7. Patrón de drenaje de tipo dendrítico en el poblado de Ahuelicán
8. Patrón de drenaje de tipo pinado, al NW de la zona
9. Patrón de drenaje subparalelo al sur de San Juan Tetelcingo
10. Mapa de vegetación
11. Mapa geológico, elaborado a partir de la información geológica recopilada en Nájera-Garza (1956); De Cserna *et.al.* (1980); García C. *et. al.* (1990); Córdova F. de A. (1991).
12. Fotografía de la Formación Balsas subyaciendo a la Oapan cuando aflora por erosión.
13. Fotografía de areniscas tobáceas verdes con intercalaciones de yeso de la Formación Oapan
14. Mapa de las principales estructuras de la zona
15. Mapa de la sismicidad histórica del estado de Guerrero, tomado de García C. *et. al.* (1990)
16. Mapa hipsométrico
17. Mapa de regiones morfológicas
18. Zona de meandros en San Agustín Oapan

19. Control estructural en el río Balsas en San Miguel Tecuixiapan
20. Drenaje anastomosado en el río Tepecoacuilco
21. Elevaciones calizas en la zona de montaña que presenta un control estructural en la formación de valles
22. Perfil transversal A-B que representan las altitudes de las regiones morfológicas
23. Mapa de la densidad de la disección
24. Mapa de profundidad de la disección
25. Trayectoria de los perfiles geomorfológicos: A-B; A-A'; B-B'; C-C'; D-D'; a-a'; b-b'; c-c'; y d-d'
26. Perfil longitudinal A-A'
27. Perfil longitudinal B-B'
28. Perfil transversal C-C'
29. Perfil transversal D-D'
30. Mapa morfogenético de una porción de la Cuenca Media del Balsas: San Juan Tetelcingo
31. Esquema de caldera, domo andesítico y cráter al norte de San Juan Tetelcingo
32. Esquema transversal de laderas y brechas de tobas volcánicas, al oeste de la zona
33. Superficies de divisoria de morfología aguda, asimétricas con bordes escarpados al SE de Xalitla
34. Esquema del desarrollo de un barranco, de acuerdo a Derrau, M. (1983)
35. Drenaje radial centrífugo y anular en la caldera al norte de San Juan Tetelcingo
36. Esquema representativo de circo erosivo
37. A) Esquema que muestra la erosión diferencial en mesas cubiertas por una capa más resistente. B) Esquema transversal de la mesa Iztlahuatlipan
38. Esquema transversal de la mesa Tēpēhuateco, al noreste de San Miguel Tecuixiapan, formada por calizas y dolomías

39. Esquema transversal de laderas de calizas y dolomías, al sur del río Balsas y laderas superiores de valle: barrancas Tepehuateco y San Marcos
40. Esquema transversal de laderas de areniscas tobáceas y conglomerados calizos, al norte de San Agustín Oapan, fuertemente disecadas por la erosión fluvial
41. Esquema de evolución de dolinas de coalición de forma oval, en la barranca Tepehuateco
42. Esquema de un abanico aluvial en el río Tepecoacuilco
43. Representación de un lecho de inundación en zona de meandros, similar al río Balsas, según Strahler, A. (1979)
44. Perfiles transversales de la llanura aluvial del río Balsas, muestran asimetría las laderas del valle.
45. Esquema de terrazas fluviales, de acuerdo a Longwell y Flint (1981)
46. Esquemas para limitar lineamientos que se relacionan con límites de bloques propuestos por Orlova V. (1981) en comparación con la zona de estudio
47. Mapa de regionalización de las estructuras en bloque
48. Esquema de bloque mostrando los parámetros morfométricos para el análisis estadístico matemático
49. Mapa y gráfica de las estructuras en bloque de acuerdo a su altura absoluta (msnm)
50. Mapa de distribución del contraste altitudinal de las fronteras, según la altura absoluta de los bloques
51. Mapa y gráfica de las unidades en bloque por su altura relativa en metros
52. Mapa y gráfica de la distribución de las unidades en bloque de acuerdo a su área en km^2
53. Mapa y gráfica de las unidades en bloque de acuerdo a la longitud del eje menor en metros
54. Mapa y gráfica del índice de relación entre altura relativa y longitud del eje menor ($h/E1$) donde se muestra la tendencia de estabilidad-inestabilidad
55. Mapa de la clasificación de estabilidad relativa de las estructuras en bloque
56. Mapa del orden de las fronteras entre bloques

57. Mapa y gráfica que muestran la distribución de las unidades en bloque según el tipo de forma en planta

58. Mapa y gráfica que muestran la distribución de las unidades en bloque según el índice de la relación entre la altura relativa y el área (h/A)

CUADROS

1. Secuencia estratigráfica en la cuenca del alto río Balsas y su correlación con la región entre Arcelia y Maxela. De Cserna *et. al.* (1980)

2. Cuadro cronológico de la evolución tectónica

3. Cuadro de pliegues y fallas

4. Cuadro de clasificación de bloques de acuerdo al índice de relación E2-E1, según Simonov, Y. (1972)

GRAFICAS

1. Histogramas de frecuencia con rangos altitudinales de: 15 (A), 13 (B), 10 (C), 5 (D) y 7 (E) representativo de la cuenca media del Balsas, San Juan Tetelcingo

2. Gráficas A, B, C, D, E y F de las estructuras en bloque, muestran las categorías correspondientes de acuerdo al análisis de regresión simple, el coeficiente de regresión y el modelo gráfico de las categorías de posición de estabilidad relativa de los bloques (tomado de Frausto M. 1995).

INTRODUCCION

La génesis y la dinámica del relieve que caracterizan a la Cuenca Media del Balsas, San Juan Tetelcingo están determinadas por la litología, las condiciones climáticas y las morfoestructuras.

Esta región se caracteriza por la diversidad litológica de rocas sedimentarias marinas y continentales, así como, ígneas producto de un volcanismo explosivo. Ambas se encuentran directamente relacionadas con procesos exógenos que las modelan, sin embargo, el arreglo estructural del relieve es producto de procesos endógenos que se dieron como, plegamientos y diversas estructuras disyuntivas, que tienen expresión en el relieve.

El análisis morfotectónico pretende aportar un esquema morfoestructural, dirigido a presentar una relación entre formas del relieve y procesos tectónicos que ayudarán a conocer la dinámica actual y modelado de la zona de estudio.

El presente trabajo consta de cinco capítulos, los temas que se tratan en cada uno de ellos son: el capítulo primero, describe las características físico-geográficas de la Cuenca Media del Balsas, San Juan Tetelcingo y su relación con las regiones morfológicas establecidas a partir de un análisis del relieve regional.

El segundo presenta la estructura del relieve, a través de la información geológica, tectónica y sísmica. La geología sirvió de base para asignar la edad y cronología de las estructuras, y llevar a cabo la correlación de eventos con las formas del relieve; la evolución tectónica describe las etapas de deformación y

las estructuras locales, como antecedente para el estudio morfotectónico; el estudio de la sismicidad caracteriza la distribución intensidad y profundidad de los epicentros de terremotos en relación con los elementos morfoestructurales.

El capítulo tres, tiene por objetivo identificar la relación entre la estructura y el relieve con fundamento en la génesis, evolución y procesos modeladores, para lo cual se emplea como método indirecto el análisis morfométrico, se presentan tres cartas temáticas: hipsométrica, densidad y profundidad de la disección; y cinco secciones geomorfológicas (perfiles), permiten relacionar los factores endógenos y exógenos, así como los elementos del relieve que resultan de su correlación.

El cuarto capítulo lo constituye la descripción y análisis de las formas del relieve de acuerdo a su edad, evolución y dinámica, representadas en la carta morfogenética; su clasificación se fundamenta en los criterios propuestos por Lugo H. (1984).

El quinto capítulo presenta un estudio del relieve en función de las estructuras en bloque, se analiza la actividad tectónica a partir de los siguientes parámetros: altura absoluta, altura relativa, longitud del eje menor y área. Se obtienen relaciones entre altura relativa y longitud del eje menor; entre la longitud del eje menor y mayor; entre altura relativa y el área de la estructura. Este análisis tiene como base la investigación geomorfológica previa.

Finalmente se presentan las conclusiones y aportes generales del trabajo de tesis.

ANTECEDENTES

Los métodos geomorfológicos actuales son numerosos, algunos consideran origen, edad, evolución y dinámica de las formas como un sistema complejo, en el que sus partes están en estrecha relación; estos aspectos se toman en cuenta en la geomorfología general, sin embargo, en estudios específicos como el análisis morfoestructural, se incluyen elementos tectónicos, correlaciones entre formas, tipos de movimientos, herencia de la morfoestructura y fases de "edad tectónica".

Lugo H. (1989), define que la geomorfología general estudia las formas del relieve terrestre resultado de la interacción de procesos endógenos y exógenos; establece los métodos de investigación y de cartografía.

Derrau, M. (1983), menciona que los factores explicativos del relieve pueden agruparse en tres familias: factores tectónicos, erosivos y litológicos.

Los factores tectónicos son las fuerzas que edifican el relieve, plegando, rompiendo, elevando, hundiendo, los fragmentos de la corteza terrestre, son fuerzas tectónicas.

La erosión es el conjunto de procesos que degradan el relieve. Degradar no significa necesariamente desgastar o difuminar. La erosión al escavar puede acentuar los desniveles, pero al final su acción tiende a nivelarlos. Es necesario una acción erosiva para comenzar el trabajo de excavación.

La litología tiene un papel determinante, la edad, origen, composición, espesor e inclinación de los estratos, así como su grado de fractura, son aspectos

importantes que deben ser considerados en su estudio, toda vez que son valiosos elementos de análisis que permiten comprender la evolución y dinámica de los rasgos geomorfológicos.

De las premisas anteriores se parte para el análisis geomorfológico que sustenta la presente investigación. En los últimos años el estudio del relieve ha presentado avances novedosos por medio de métodos geomorfológicos y morfotectónicos.

Frausto M. (1995), analiza el fundamento teórico de las investigaciones de tipo morfotectónicas, en base a Díaz D. *et. al.* (1986), Hernández S. (1989) y Ramírez M. (1990), la metodología se basa en los siguientes conceptos:

a) Como principio básico, el análisis morfoestructural debe cumplir con establecer la relación del relieve con la estructura geológica.

b) Mediante el análisis morfoestructural se llevan a cabo correlaciones históricas entre el relieve y la estructura de la corteza terrestre, a través de este análisis se llega a conocer el papel que tiene 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, a partir de las siguientes premisas:

1. La herencia de la estructura geológica, se presenta en condiciones de una amplia diversidad de analogías 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, serán más estables sus límites en el tiempo).

3. La edad de las fases tectónicas no influye considerablemente en el grado de herencia de las morfoestructuras.

Los límites morfoestructurales reflejados en el relieve están constituidos por zonas de fallas activas o antiguas reactivadas, donde se han dado desplazamientos verticales y horizontales, originados por la actividad orogénica, deformaciones plicativas y disyuntivas que dependen de la velocidad y dirección de sus movimientos. (Hernández S. *et. al.* 1991 en Frausto M. 1995).

Los estudios morfotectónicos están encaminados a presentar un diagnóstico del terreno en función de una zonificación morfotectónica que en algún momento puede ser útil para definir una cartografía más especializada; evaluación de fenómenos naturales que pueden causar desastre.

OBJETIVO

Elaborar un mapa morfogenético, encaminado a explicar el origen y desarrollo de las formas del relieve, así como un análisis morfotectónico para determinar la influencia de la tectónica en la dinámica actual del relieve.

METODOLOGIA

Para el cumplimiento del objetivo de la presente investigación se toma en cuenta la dinámica, el basamento y la estructura geológica. Se aplicaron métodos propios de la geomorfología y análisis morfoestructural los cuales son:

a) Análisis de las formas físico-geográficas basándose en el medio natural para establecer una relación entre el relieve y los elementos del paisaje que intervienen en su desarrollo.

b) Análisis cartográfico del relieve, con base en cartas topográficas a escala 1:50 000, que permitió la detección de fallas, escarpas, alineamientos, cambios bruscos en la dirección de los valles fluviales y órdenes de corrientes. Para lo cual se siguieron los criterios de Orlova V. (1981) y Mc Cullagh, P (1978).

c) Estudio de las características geológicas, tectónicas y sísmicas que sirven de referencia para el análisis geomorfológico y morfoestructural, se realizaron a partir de una revisión bibliográfica y de cartografía temática.

d) Análisis altitudinal, elaborado a partir de un muestreo sistemático de alturas absolutas, descrito por García R. (1993), proporciona los principales contrastes altitudinales permitiendo una zonificación de los mismos de manera inmediata y clara.

e) Análisis de densidad y profundidad de la disección, se elaboraron en base a los criterios de Lugo H. (1988) y Simonov Y. (en García, R. 1993), permitieron entender en forma más completa el trabajo realizado por la erosión fluvial, ya

METODOLOGIA

Para el cumplimiento del objetivo de la presente investigación se toma en cuenta la dinámica, el basamento y la estructura geológica. Se aplicaron métodos propios de la geomorfología y análisis morfoestructural los cuales son:

- a) Análisis de las formas físico-geográficas basándose en el medio natural para establecer una relación entre el relieve y los elementos del paisaje que intervienen en su desarrollo.

- b) Análisis cartográfico del relieve, con base en cartas topográficas a escala 1:50 000, que permitió la detección de fallas, escarpas, alineamientos, cambios bruscos en la dirección de los valles fluviales y órdenes de corrientes. Para lo cual se siguieron los criterios de Orlova V. (1981) y Mc Cullagh, P (1978).

- c) Estudio de las características geológicas, tectónicas y sísmicas que sirven de referencia para el análisis geomorfológico y morfoestructural, se realizaron a partir de una revisión bibliográfica y de cartografía temática.

- d) Análisis altitudinal, elaborado a partir de un muestreo sistemático de alturas absolutas, descrito por García R. (1993), proporciona los principales contrastes altitudinales permitiendo una zonificación de los mismos de manera inmediata y clara.

- e) Análisis de densidad y profundidad de la disección, se elaboraron en base a los criterios de Lugo H. (1988) y Simonov Y. (en García, R. 1993), permitieron entender en forma más completa el trabajo realizado por la erosión fluvial, ya

que, muestra el valor del corte vertical de los ríos y grado de erodabilidad del relieve, resultado de las condiciones litológicas, estructurales, tectónicas y climáticas.

f) Análisis de secciones geológico-geomorfológicas (perfiles), su análisis tiene como objetivo, relacionar los elementos del relieve que resultan correlativos entre factores endógenos (tectónicos) y exógenos (erosivo-denudatorio).

g) El análisis y la interpretación de fotografías aéreas escala 1:80 000 y 1:28 000 permitieron identificar las formas del relieve, y su representación cartográfica a escala 1 : 50 000.

h) Levantamiento morfogenético a escala 1 : 50 000 en la cual se identifican y describen las formas del relieve, incluyendo su localización y arreglo espacial. Se consideran los aspectos de la morfología, génesis, edad, evolución y zonificación geomorfológica.

i) Análisis de bloques tectónicos, con el fin de caracterizar el relieve en función de su arreglo estructural, sus rasgos morfométricos (altura, absoluta, altura relativa, área, longitud del eje menor y mayor y sus relaciones), comportamiento morfodinámico y composición litológica; estableciendo la relación entre la estructura geológica y el relieve.

La investigación de campo, debido a la inaccesibilidad del área de estudio, se realizó en algunos sectores.

I. GENERALIDADES FISICO-GEOGRAFICAS

1.1. Localización

El área de estudio se localiza en la parte central de la Provincia Fisiográfica Depresión del Balsas, y forma parte de la Sierra Madre del Sur. El estudio sólo abarca una porción de la parte media de dicha depresión, al noreste del estado de Guerrero. Se localiza entre las coordenadas 17° 52' a 18° 05' latitud norte y 99° 20' longitud oeste hasta la carretera México-Acapulco, (Fig. 1). Asimismo, esta zona queda comprendida dentro de las cartas topográficas 1:50 000; E14 C18 Xochipala y E14 A88 Santa Teresa (CETENAL 1984).

1.2. Relieve

La Depresión del Balsas tiene una orientación preferencial de este - oeste, delimitada al norte por el Sistema Neovolcánico Transmexicano y al sur por las laderas de la Sierra Madre del Sur. El río Balsas presenta meandros encajados y sigue una dirección perpendicular al rumbo de las capas de roca; De Cserna (1981) en: Lugo H. (199.0), supone que su curso pudiera ser Cuaternario y haber evolucionado por erosión vertical en rocas volcánicas neogénicas ya removidas, la erosión debió realizarse junto con un levantamiento general, aunque no uniforme en el Neógeno-Cuaternario, mismo que ha provocado la formación de fallas de orientación E-NE.

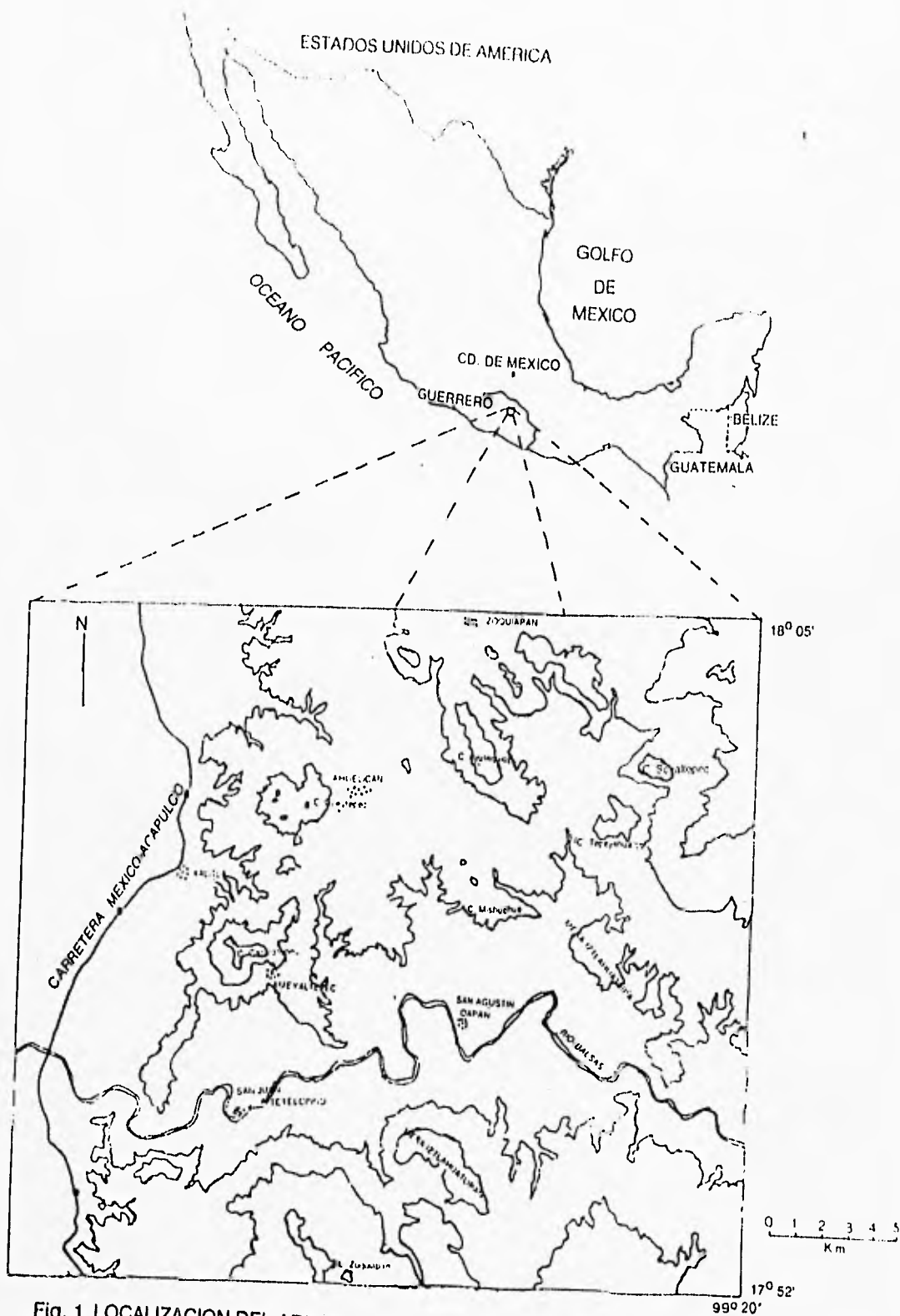


Fig. 1 LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO

La Cuenca Media del Balsas denominada San Juan Tetelcingo se divide en tres regiones con base en el relieve: a) el valle de los ríos Balsas y Tepecoacuilco; b) piedemonte; y c) zona de montaña.

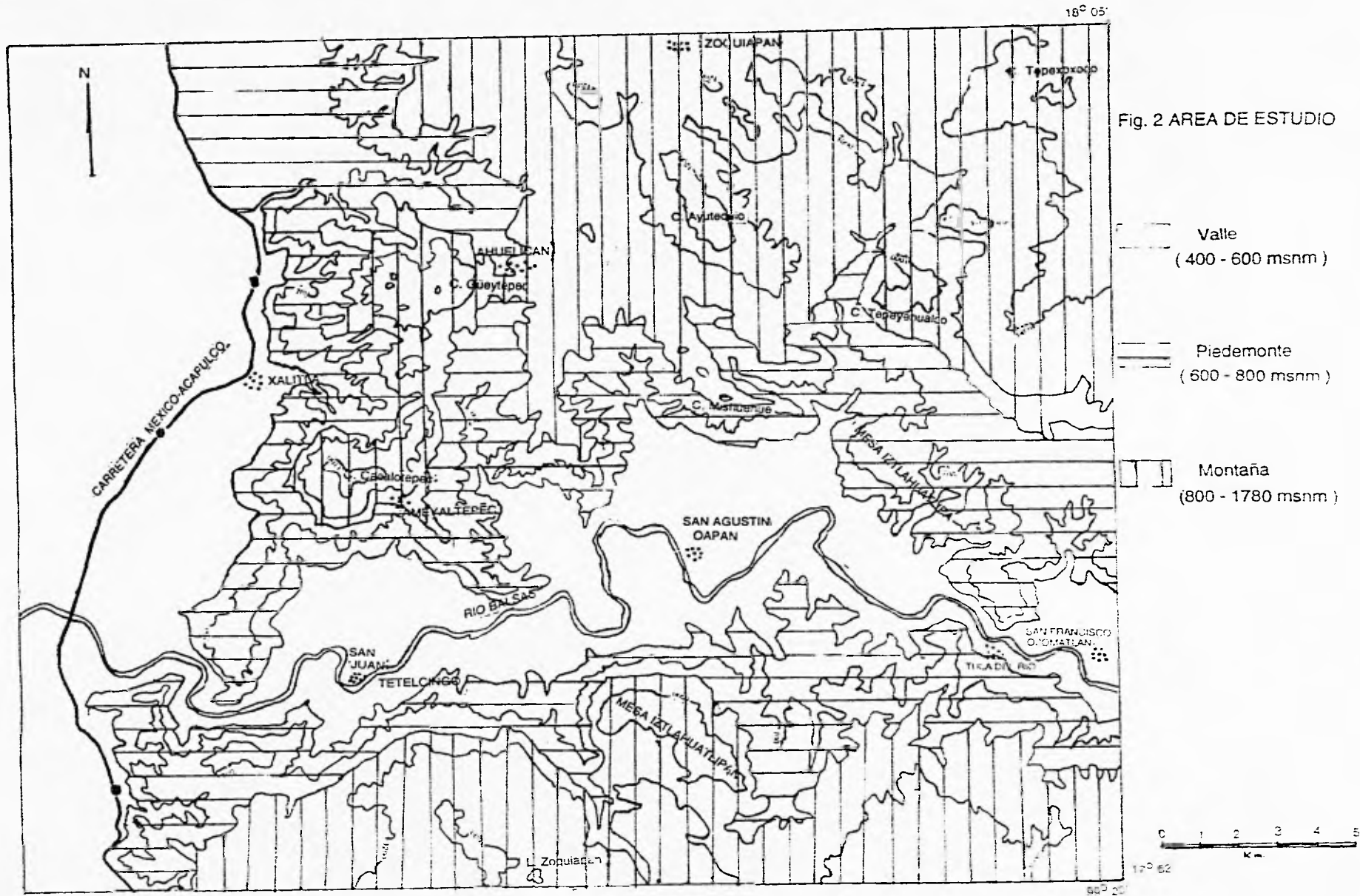
a) El valle representa la llanura aluvial del río Balsas y Tepecoacuilco, donde se localizan las terrazas fluviales y la llanura de inundación; es una zona acumulativa y la pendiente del terreno es menor a 3° . Aquí se localizan las menores altitudes (440 m). El río Balsas forma meandros, su valle se ensancha en la parte central (5 500 m), siendo más angosto (500 m) al occidente, debido a que el río se encañona.

b) El piedemonte es una rampa acumulativa y forma la zona de depósitos sedimentarios y volcánicos, no está constituido por elevaciones importantes. Es una región disecada con una pendiente del terreno menor a los 20° .

c) La zona de montaña se ubica al norte y sur de la zona de estudio, comprende las cimas y laderas de las montañas calizas; se localizan las mayores altitudes como la elevación Tepexoxoca (1680 msnm). Es disecada por barrancos y valles, como las barrancas Tepehuatenco, Mazayolotepec y San Marcos, la pendiente del terreno es mayor a los 25° , (Fig. 2).

1.3. Clima

En la cuenca del río Balsas el clima es cálido con lluvias escasas. Las sierras que se encuentran al norte y sur, Sistema Neovolcánico Transversal y Sierra Madre del Sur respectivamente, aíslan los vientos provenientes de las masas oceánicas.



creando así una sombra para la precipitación. Las lluvias son temporales, debido

a la entrada de humedad desde el océano Pacífico a través de perturbaciones ciclónicas y lluvias de carácter convectivo, durante el verano (García, E. 1988).

En la Depresión del Balsas la temperatura media anual es 29.2° C lo que ocasiona una evapotranspiración elevada; aunque en las isotermas de la Figura 4 la máxima es de 36° C para el periodo mayo-octubre, a lo largo del valle del Balsas. La mínima es de 15° C al sur en la región de las montañas, para el periodo noviembre-abril, Fig. 3.

La precipitación anual varía año con año, esta situación es frecuente en climas semiáridos. En la Figura 4 se observa que en la parte central, en San Agustín Oapan y San Juan Tetelcingo, entre las isoyetas de 800 mm al norte y 700 mm al sur, se registra una precipitación media anual de 625-700 mm; en el noreste varía de 700 mm a 1000 mm; al suroeste, en dirección a Mexcala, la isoyeta de 700 mm indica una precipitación menor.

El clima en general es cálido y seco, sólo en los lugares elevados llega a ser templado. Los vientos dominantes son al sureste. Se puede concluir que el clima en la zona se divide en tres tipos:

a) Cálido, siendo el más seco de los subhúmedos con lluvias en verano, porcentaje de lluvia invernal menor de 5% del total de lluvia anual; con poca oscilación en la temperatura entre 5° y 7° C; la temperatura más alta se presenta

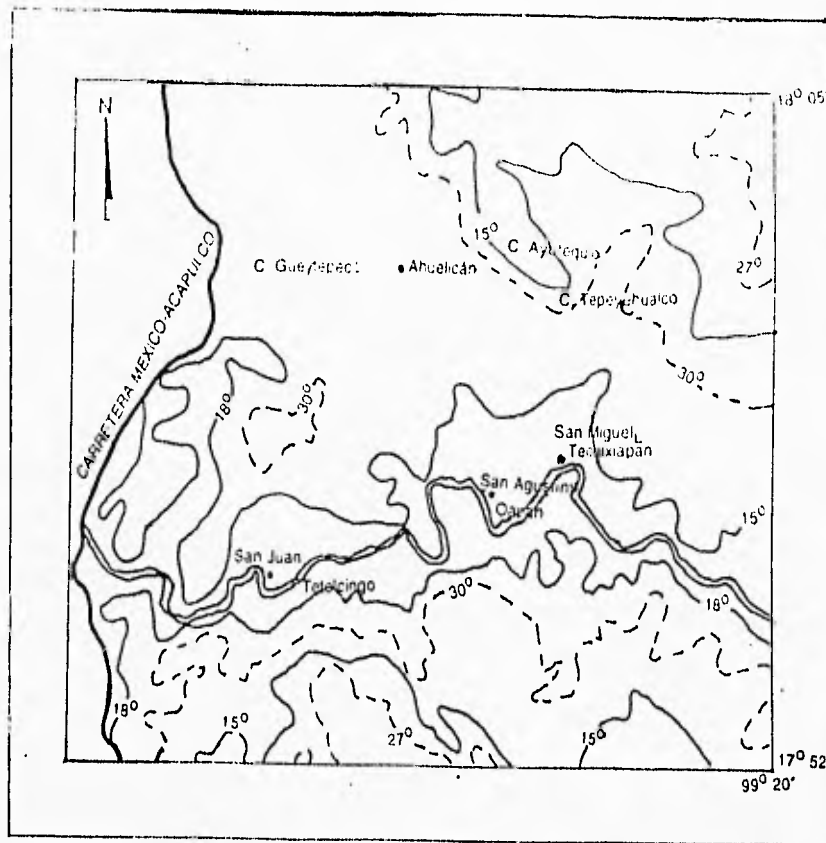


Fig. 3 MAPA DE EFECTOS CLIMATICOS NOVIEMBRE-ABRIL



Precipitación de 50 a 250mm

--- 30° Isotermas medias máximas cada 3° C

— 15° Isotermas medias mínimas cada 3° C

~ Río Balsas

Fuente: INEGI. 1985. Cartas de efectos climáticos, F 14-5 y F 14-8.
 Noviembre-abril. Esc. 1:250 000

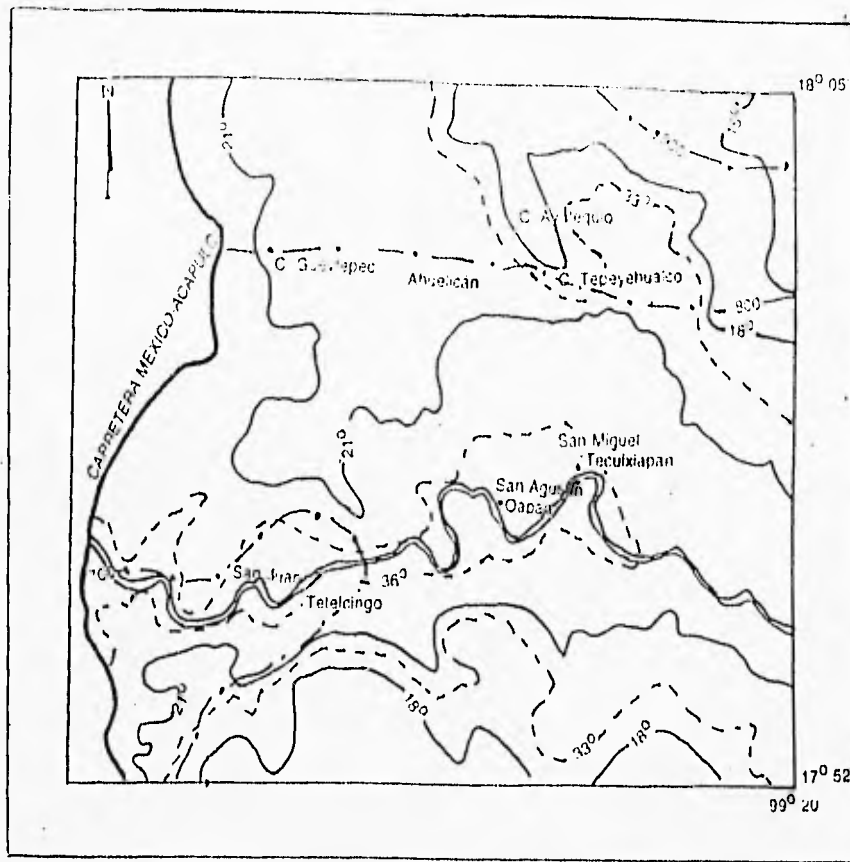
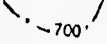
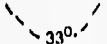
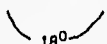



Fig. 4 MAPA DE EFECTOS CLIMATICOS MAYO-OCTUBRE



-  Isoyetas
-  Isotermas medias máximas cada 3° C
-  Isotermas medias mínimas cada 3° C
-  Río Balsas

Fuente: INEGI. 1985. Cartas de efectos climáticos, F 14-5 y F 14-8.
 Mayo-octubre. Esc. 1:250 000

antes del solsticio de verano, A(w₀)(w)(i)g. Se registra en la mayor parte de la zona excepto al suroeste y en las mayores elevaciones.

b) Templado subhúmedo con lluvias en verano, C(w₁). Se registra en la zona de montaña.

c) El menos seco de los climas esteparios con la temperatura media anual mayor a 22° C y la del mes más frío mayor a 18° C, con régimen de lluvias en verano, BS₁(h')w(w)(i)g, se presenta al suroeste de la zona, en el poblado de Mexcala, Fig. 5.

1.4. Hidrología

El patrón fluvial está conformado principalmente por el río Balsas que atraviesa la zona de este a oeste; tiene como principal afluente, en esta región, al río Tepecoacuilco, que nace en el estado de Guerrero al este de la ciudad de Iguala y cruza la localidad de Xalitla. Estos son los dos sistemas permanentes, el resto lo constituyen arroyos temporales.

El volumen anual de escurrimiento por el río Balsas es de 690.5 millones de m³, mismos que se han registrado en la estación de San Juan Tetelcingo. El nivel más alto fue de seis metros arriba del nivel medio, por influencia de las lluvias provocadas por el ciclón Madeleine en octubre de 1976. El río Tepecoacuilco tiene un régimen parecido al del Balsas, no se cuenta con datos precisos sobre él, Córdova F. de A. (1991).

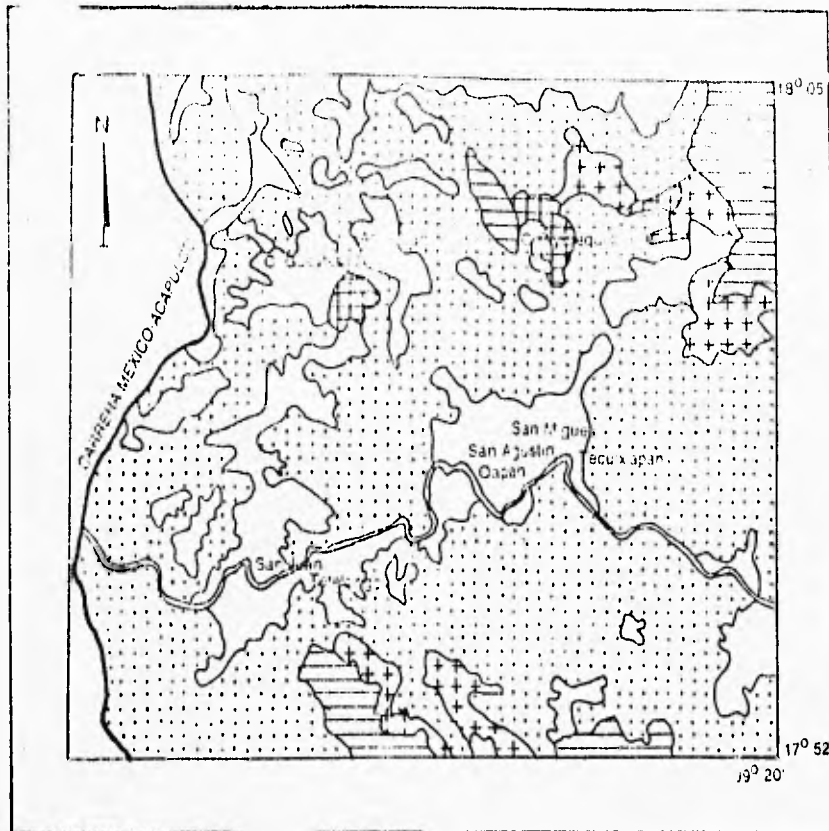

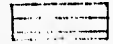
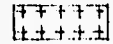



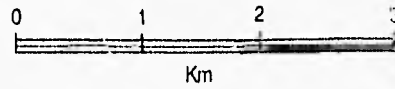


Fig. 10 MAPA DE VEGETACION

-  Pastizal inducido
-  Bosque de encino
-  Palmar
-  Selva baja caducifolia
-  Agricultura de temporal
-  Río Balsas



Fuente: INEGI. 1984. Cartas de vegetación, F 14-5 y F 14-8.
Esc. 1:250 000

El río Balsas, a su paso por la región de estudio presenta un patrón de drenaje meándrico, controlado estructuralmente en algunas porciones, existen también meandros abandonados que obedecen a la dinámica del río en su llanura amplia, esto se puede observar al occidente de San Agustín Oapan, Fig. 6.

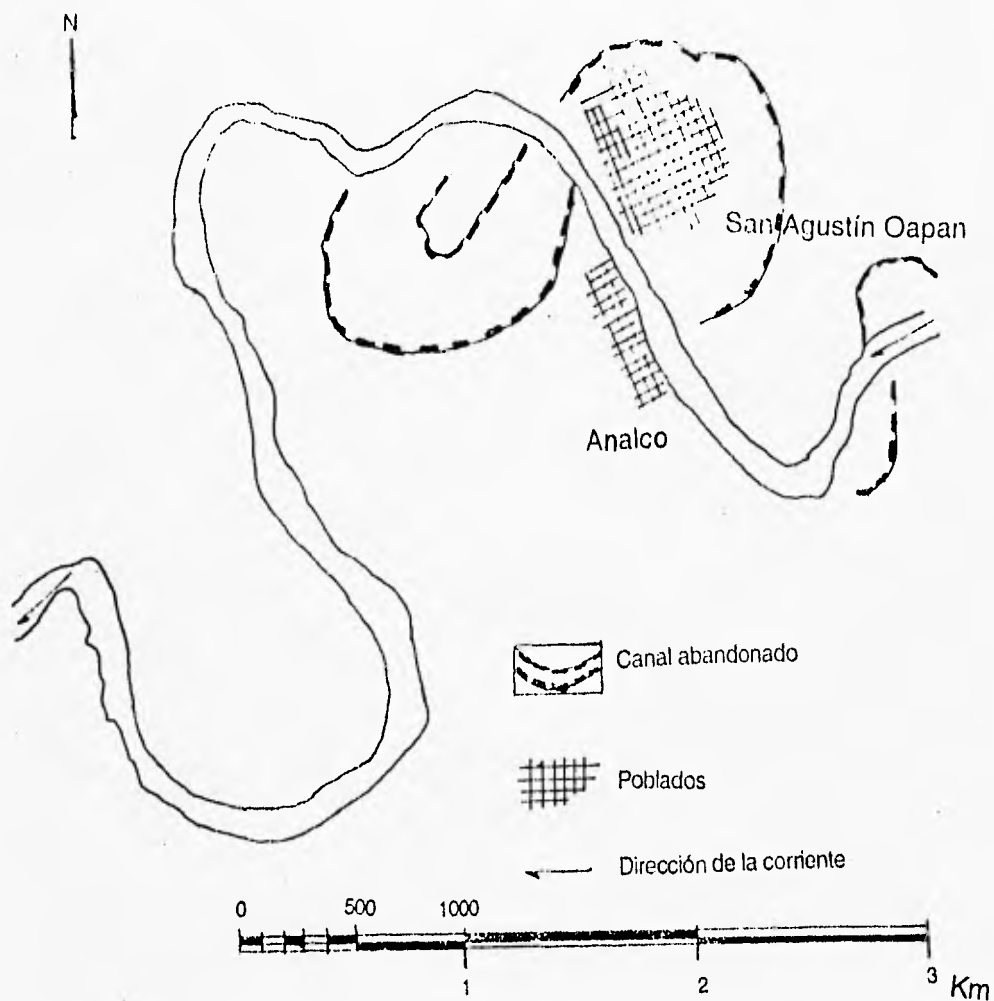


Fig. 6 Zona de meandros del río Balsas en San Agustín Oapan

El patrón de drenaje es de tipo dendrítico en la mayor parte de esta región y por ende se manifiestan áreas con rocas de composición homogénea, se presentan en conglomerados calizos, de areniscas tobáceas y brechas tobáceas volcánicas, Fig. 7. En el extremo noroccidental se presenta un patrón de tipo pinado, en donde se observa con claridad que los tributarios son de segundo orden, éstos se disponen de forma paralela, denotando así la influencia que la pendiente tiene sobre ellos; se localiza sobre rocas de areniscas, limolita y lutita de la Formación Mexcala, Fig. 8.

Al sur de San Juan Tetelcingo la configuración del drenaje es subparalela, Fig. 9, esto explica la influencia que tiene la longitud de las laderas, el gradiente y las estructuras disyuntivas sobre los escurrimientos. Este patrón de drenaje se presenta en montañas plegadas de calizas de la Formación Morelos.

En los cerros Güeytepec, Picudo y Tecorral el patrón de drenaje es de tipo radial, centrífugo y anular, Guerra Peña (1980) menciona que esta clase de configuración, se desarrolla en domos, conos volcánicos y otros tipos de estructuras aisladas, cónicas y subcónicas; en la zona se encuentra sobre una caldera volcánica.

1.5. Vegetación

El tipo de vegetación más extendido y dominante es la selva baja caducifolia, destacando el género *bursera*. El género mencionado es variado en esta provincia. Localmente sus miembros se conocen como cuajotes y forman una parte importante de la vegetación que desplazan en segundo término a las leguminosas, Fig. 10.

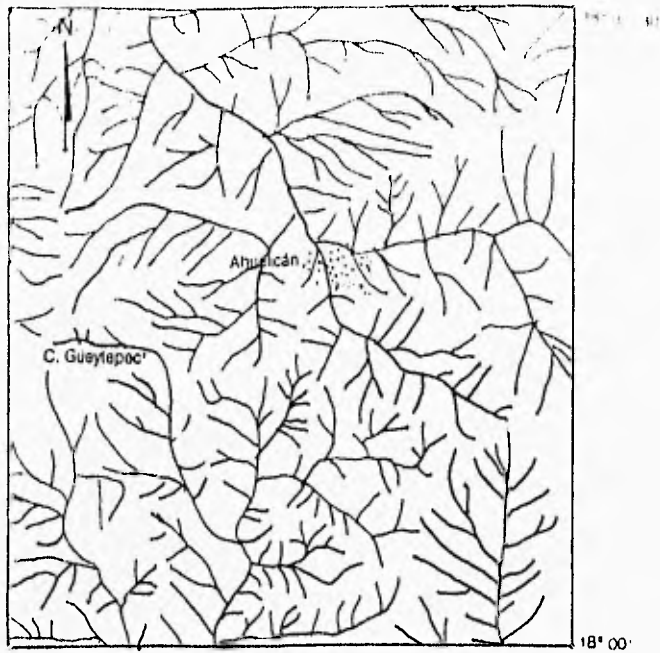


Fig. 7 Patrón de drenaje de tipo dendrítico en el poblado de Ahuelicán sobre rocas ^o volcánicas.

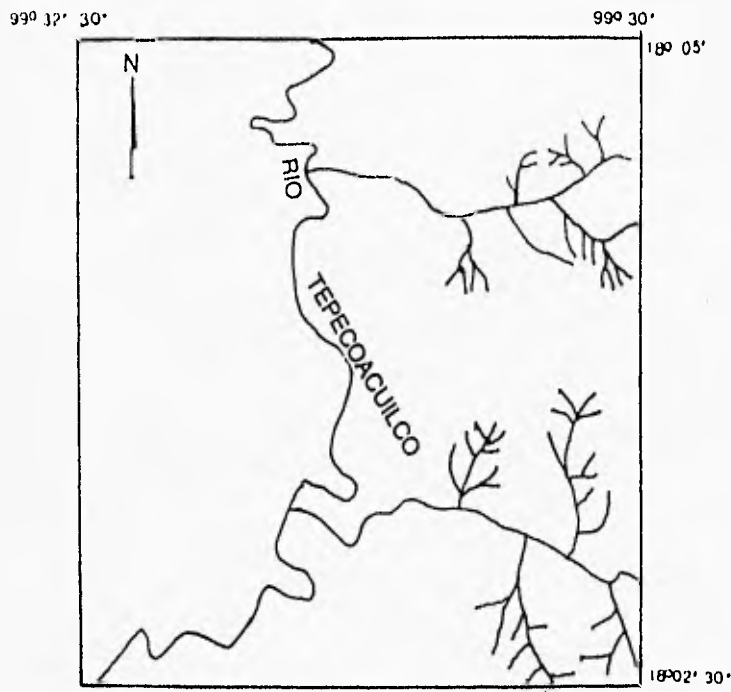
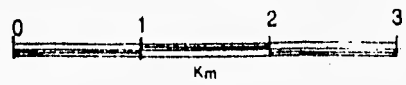


Fig. 8 Patrón de drenaje de tipo pinado sobre rocas de areniscas, limolitas y lutitas de la Formación Mexcala al NW de la zona.



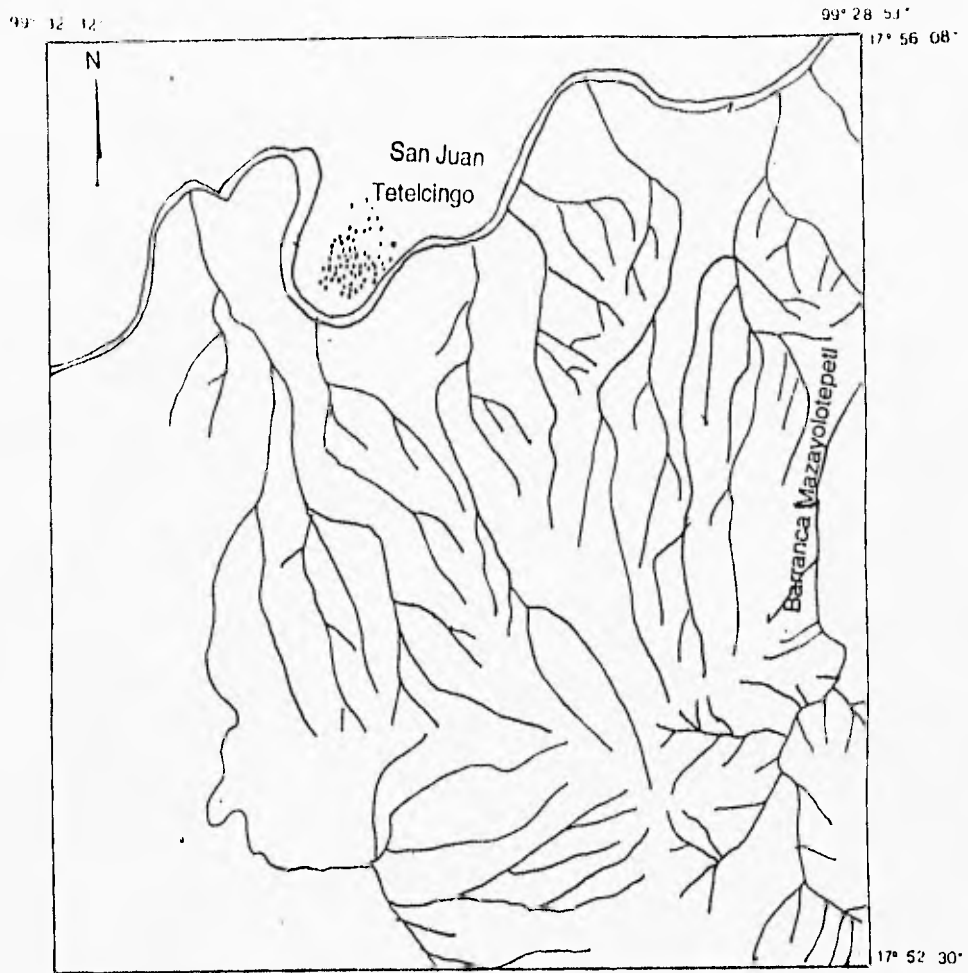


Fig. 9. Patrón de drenaje subparalelo al sur de San Juan Tetelcingo sobre rocas calizas de la Formación Morelos, y en el extremo sur oriental se observa un drenaje radial centrifugo y dendrítico de poca densidad.

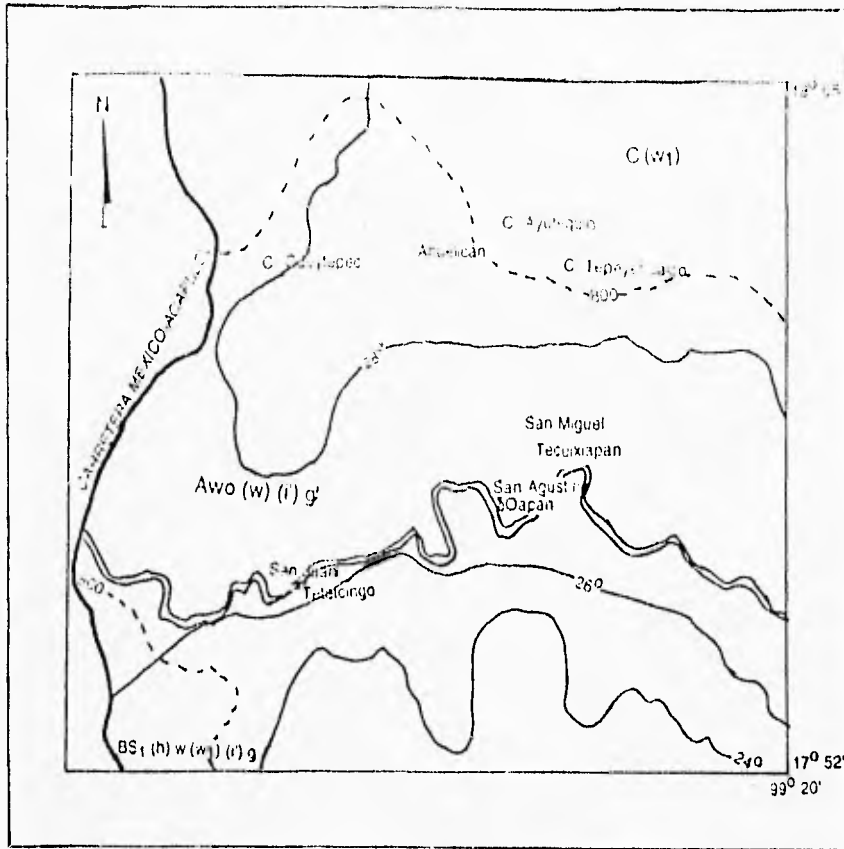





Fig. 5 MAPA DE CLIMAS



-  Isotermas
-  Isoyetas
-  Río Balsas

Fuente: CETENAL. 1970. Cartas de climas, México 14-Q-V y Acapulco 14-Q-VI. Esc. 1:500 000

La zona más árida se encuentra caracterizada por una vegetación de tipo cactácea, se localiza sobre sustratos de yeso, como ejemplos importantes cabe mencionar: rabo de iguana (*Fouquieria ochoterena*), el sauce (*Salix cana*), el guamúchil (*Pithecollobium spp*). Sobre vertientes pronunciadas con suelos delgados, se tienen los mezquites (*Prosopis spp*), representados por el huizache (*Acacia farnesiana*) y la cubata (*Acacia cynbispina*).

En las calizas se desarrolla el palmar, formado por el soyal (*Brahea dulcis*). Por encima del palmar o sobre el cuajital, localizado a una altitud de 1200 msnm, crece el encinar (*Quercus spp*), su ubicación está representada al norte del área de estudio y se asocia a sustratos andesíticos. Al sur aparecen sobre cimas calizas a partir de los 1000 m de altitud, su existencia está ligada al efecto de neblina.

En la llanura, las asociaciones vegetales son escasas o no existen, debido a que este terreno está dedicado a la agricultura; es el caso de las zonas adyacentes a San Juan Tetelcingo y San Agustín Oapan.

La selva baja caducifolia se presenta alterada por la tala y el pastoreo como se puede observar en los poblados de Ameyaltepec, Ahuehuepan y Ahuelicán al norte del Balsas. En las planicies aluviales se observan elementos aislados de bosque de galería, como el azuchil (*Asthiantos vinimalis*), igualmente en estas regiones húmedas existen huertas de mango y limón (Xalitla y a orillas del río Tepecoacuilco).

1.6 Suelos

Los suelos se caracterizan por estar poco desarrollados, situación debida posiblemente a las condiciones climáticas, las fuertes pendientes y la litología. De acuerdo a Moreno, A. (1970) y CETENAL (1971), los principales grupos de suelos son Regosol, Rendzina y Litosol; encontrándose en forma aislada algunos manchones de Cambisol, Feozem y Fluvisol.

El grupo Rendzina proviene de la acumulación y descomposición de rocas sedimentarias de origen marino, calizas, areniscas y lutitas en forma de conglomerados, arenas y arcillas; coinciden con la presencia de rocas calizas, es un suelo con buen contenido de materia orgánica, no presenta problemas de erosión, está ocupado por bosque en donde se practica la agricultura de tumba-roza-quema.

El Regosol es el tipo de suelo más extendido en la zona, son suelos desarrollados principalmente en material no consolidado o semiconsolidado, excepto en depósitos aluviales recientes, aunque también se desarrollan en rocas más duras y fragmentadas. Tiene una amplia gama de texturas, se presentan en todas las zonas climáticas y por tanto, constituye la etapa inicial de formación de un gran número de suelos. La característica física más importante de éstos es su color claro; son pobres en materia orgánica y se encuentran en laderas de pendiente variable. En la zona de estudio se han desarrollado sobre brechas, tobas y yesos; aparecen también en laderas de lutita de poca pendiente. Son suelos susceptibles a la erosión, sobre todo, cuando los sustratos de origen son tobas y yesos.

1.6 Suelos

Los suelos se caracterizan por estar poco desarrollados, situación debida posiblemente a las condiciones climáticas, las fuertes pendientes y la litología. De acuerdo a Moreno, A. (1970) y CETENAL (1971), los principales grupos de suelos son Regosol, Rendzina y Litosol; encontrándose en forma aislada algunos manchones de Cambisol, Feozem y Fluvisol.

El grupo Rendzina proviene de la acumulación y descomposición de rocas sedimentarias de origen marino, calizas, areniscas y lutitas en forma de conglomerados, arenas y arcillas; coinciden con la presencia de rocas calizas, es un suelo con buen contenido de materia orgánica, no presenta problemas de erosión, está ocupado por bosque en donde se practica la agricultura de tumba-roza-quema.

El Regosol es el tipo de suelo más extendido en la zona, son suelos desarrollados principalmente en material no consolidado o semiconsolidado, excepto en depósitos aluviales recientes, aunque también se desarrollan en rocas más duras y fragmentadas. Tiene una amplia gama de texturas, se presentan en todas las zonas climáticas y por tanto, constituye la etapa inicial de formación de un gran número de suelos. La característica física más importante de éstos es su color claro; son pobres en materia orgánica y se encuentran en laderas de pendiente variable. En la zona de estudio se han desarrollado sobre brechas, tobas y yesos; aparecen también en laderas de lutita de poca pendiente. Son suelos susceptibles a la erosión, sobre todo, cuando los sustratos de origen son tobas y yesos.

Los Cambisol son suelos poco desarrollados, se presentan en conglomerados arcillosos y en algunas ocasiones sobre tobas. Es un suelo extenso en la zona y actualmente está ocupado por pastizales y matorral xerófilo.

El Feozem está constituido por una capa superficial oscura, rica en materia orgánica y nutrientes. Se encuentra en el piedemonte, en superficies elevadas de poca pendiente y es muy apreciado para la agricultura de barbecho o yunta. No presenta problemas de erosión.

El Fluvisol se localiza en las planicies de los ríos Balsas y Tepecoacuilco. Se define como material sedimentario acarreado por el agua (aluvión), constituido por materiales disgregados que no presentan terrones. Es uno de los suelos más productivos de la zona, además de que se encuentra cerca del agua, por lo que se utiliza comúnmente para cultivos de riego y humedad.

1.7. Integración de los elementos del paisaje por regiones morfológicas

El valle es el de menor altitud, 440 m, es la llanura aluvial de los ríos Balsas y Tepecoacuilco; el primero tiene una dirección de este a oeste forma meandros que evidencian control estructural, su valle se ensancha en la parte central en San Agustín Oapan y se encañona al occidente (Fig. 2). El río Tepecoacuilco es el principal afluente del río Balsas en la zona, presenta un drenaje de tipo anastomosado.

El valle representa el nivel de base local, la pendiente es de 3°, es una zona de depositación formada por material sedimentario de acarreo que proviene del

pedemonte donde se dan los procesos erosivos fluviales intensos en rocas de conglomerados calizos, areniscas tobáceas, calizas y lutitas. Estos depósitos originan suelos de tipo Fluvisol constituidos por materiales disgregados, es de los suelos más productivos en la zona, se utilizan para cultivos de riego y humedad. Las asociaciones vegetales de selva baja caducifolia son escasas, la agricultura de temporal es importante en esta zona, sobre todo en terrazas acumulativas que se presentan en la llanura del río Balsas.

En las planicies aluviales hay huertos de mango y limón favorecidos por el clima cálido, el más seco de los subhúmedos $A(w_0)(w)(i)g$, la temperatura media máxima es de $36^{\circ} C$ en los meses mayo-octubre; las temperaturas medias mínimas son de 15° a $18^{\circ} C$ y la precipitación promedio de 700 mm en los meses de noviembre-abril (Figs. 3 y 4). Debido a que la precipitación es la menor en la zona de estudio, la poca pendiente del terreno, que es una región de depositación y representa el nivel de base local, los fluvios son largos y poco ramificados, originando que los procesos erosivo-acumulativos sean los más importantes.

El piedemonte es la zona de premontaña se localiza entre los 600 m y 800 msnm, limita al valle (Fig. 2), en donde los procesos erosivos fluviales son intensos. Al NW de San Agustín Oapan se presenta la mayor densidad de circos erosivos activos de la zona sobre rocas deleznales como conglomerados calizos y volcánicos, areniscas tobáceas y lutitas calcáreas, los escurrimientos son temporales y conforman un patrón hídrico de tipo dendrítico, subdendrítico y pinado, en este último los tributarios son de segundo orden, se disponen en forma paralela denotando la influencia de la pendiente.

Los procesos de pedogénesis están en relación con los elementos del medio natural, los suelos más abundantes, como ya se mencionó, son los de tipo Regosol, se desarrollan en material no consolidado o semiconsolidado como es el tipo de roca que predomina en la región, su color es claro, son pobres en materia orgánica y se presentan en laderas de pendiente variada, son susceptibles a la erosión; el tipo Feozem está constituido por una capa superficial oscura, rica en materia orgánica se encuentra también en el piedemonte.

El tipo de vegetación más extendido es la selva baja caducifolia, se presenta alterada por la tala, el pastoreo y agricultura de temporal como en Ameyaltepec, Ahuehuepan y Ahuelicán. En la región más árida la vegetación se caracteriza por cactáceas que se localizan en sustratos de yeso; sobre vertientes pronunciadas con suelos delgados se encuentran mezquites.

El clima representativo es cálido, el más seco de los subhúmedos con lluvias en verano, $A(w_0)(w)(i)g$; la precipitación es de 700 a 800 mm y las temperaturas medias máximas de mayo-octubre son de 33° a 36° C, las temperaturas medias mínimas en los meses de noviembre-abril son de 15° a 18° C (Figs. 3 y 4); al SW el clima es seco, el más seco de los esteparios $BS_1(h')w(w)(i)g$ (Fig. 5), la temperatura media anual es de 22° C, y el mes más frío superior a 18° C, el régimen de lluvias es en verano.

Los suelos son susceptibles a la erosión, sobreyacen a conglomerados que junto con los fluvios temporales que corren sobre pendientes hasta de 25° tienen una mayor alimentación de la precipitación, con una escasa vegetación, agricultura de temporal y pastoreo, ocasionan que en la región se presenten intensos procesos erosivo-fluviales.

La zona de montaña se localiza al norte y sur de la zona de estudio, entre los 800 m y 1780 msnm, son elevaciones formadas principalmente por calizas, dolomías y andesitas. El patrón de drenaje está conformado por arroyos temporales, en las calizas la configuración del drenaje es subparalela, debido a la longitud de las laderas, gradiente y control de las estructuras disyuntivas sobre los escurrimientos (Fig. 9). En elevaciones de andesita, cerros Güeytepec, Picudo y Tecorral, el tipo de patrón hídrico es radial centrífugo y anular que se forma sobre una caldera volcánica.

Por el tipo de roca el grupo de suelo predominante es el rendzina, que proviene de la acumulación y descomposición de las rocas sedimentarias de origen marino, calizas y dolomías. Es un suelo con buen contenido de materia orgánica, no presenta problemas de erosión, está ocupado por selva baja caducifolia, palmar y por encima de éstos el encinar, (*Quercus spp*) a 1200 msnm (Fig. 10). En las elevaciones de andesita el tipo de suelo es el Regosol, se desarrolla en material no consolidado o semiconsolidado, son pobres en materia orgánica y se presentan en pendiente variada, son susceptibles a la erosión; el tipo de vegetación es selva baja caducifolia y pastizal, predomina la agricultura de temporal.

En las elevaciones de mayor altitud el clima es templado subhúmedo con lluvias en verano, C (w₁) (Fig. 5). La temperatura media máxima es de 33° C y la precipitación de 800 a 900 mm en los meses de mayo-octubre, la temperatura media mínima de 15° C en los meses de noviembre-abril (Figs. 3 y 4). En las regiones de menor altitud el clima es cálido, el más seco de los subhúmedos con lluvias en verano A(w₀)(w)(l)g. En las elevaciones de calizas los procesos erosivos fluviales y kársticos son menores debido a la resistencia de la roca, suelo

rendzina que no presenta problemas de erosión y vegetación de selva baja caducifolia que sirve de protección.

En las elevaciones de andesita la erosión de los fluvios es mayor, la vegetación es escasa y ha sido sustituida por agricultura de temporal que ofrece menor protección a los suelos.

En resumen, se puede decir que los diversos elementos del medio natural, tienen influencia directa en los procesos de pedogénesis; como en el piedemonte la lluvia torrencial provoca que los escurrimientos tengan un mayor poder erosivo que junto con una vegetación escasa sobre todo en las regiones de xerófilas, hace que los suelos sean más susceptibles a la erosión. Este fenómeno se presenta con mayor intensidad en suelos de tipo Regosol, derivados de conglomerados de calizas, areniscas tobáceas y brechas volcánicas. El valle de los ríos Balsas y Tepecoacuilco, con suelos Fluvisol, representa la zona de depositación.

En las elevaciones de rocas calizas los procesos erosivos son menores debido a que los escurrimientos disminuyen por la filtración, la resistencia de la roca, y la protección que ofrece la vegetación de la selva baja caducifolia.

II.- ASPECTOS GEOLOGICOS Y TECTONICOS

El presente capítulo tiene por objetivo analizar el marco geológico que sirvo de referencia para el análisis geomorfológico y estructural. Verstappen, H. (1983) menciona que la integración del paisaje se desarrolla bajo la influencia de dos factores: endógenos representados por los movimientos de la corteza terrestre, la estructura geológica y litológica; los exógenos que incluyen el intemperismo, la erosión y la remoción en masa. Todos ellos se relacionan bajo las diferentes condiciones climáticas. Los factores endógenos en donde se encuentra la geología, son los que van a crear los ambientes primarios y a determinar su composición litológica. Tricart, J. (1969), menciona que en ciertos aspectos los fenómenos geomorfológicos se hayan subordinados a los fenómenos geológicos, con todo y reaccionar sobre ellos.

Hernández S. *et. al.* (1991), mencionan que el desarrollo evolutivo del relieve de la superficie terrestre es el resultado de la interacción entre los procesos de la tectogénesis y la morfogénesis en condiciones morfoestructurales climáticas concretas. Sin embargo, la determinación de la morfoestructura puede ser ambigua sino se estudia su reflejo en las formas modeladas por los procesos erosivos. De acuerdo a Díaz, J. *et. al.* (1991), el tipo de proceso exogenético que modela el relieve de un territorio no depende de la tectónica pero su ámbito de acción e intensidad, así como el carácter de las formas por ellas creadas están en dependencia de la misma.

El estudio de la sismicidad a partir de la distribución, intensidad y profundidad de los epicentros de terremotos en relación con los elementos

morfoestructurales, tiene como finalidad distinguir morfoalineamientos y fallas activas.

2.1. Geología

El primero de los estudios geológicos modernos efectuados en esta región es la de Guzmán (1950), elaboró un croquis geológico muy generalizado; Bohnenberger-Thomas (1955), levantó la geología de una faja a lo largo de la carretera México-Acapulco. En los años sesentas se desarrollan cuatro tesis profesionales financiadas por el Instituto de Geología de la UNAM; Bolívar (1963), Crespo Hernández (1963), Nájera Garza (1965), Olea Gómez Caña (1965), todos incluyen un mapa geológico y un texto explicativo; el de Nájera Garza cubre la mayor parte de la zona de estudio.

Trabajos posteriores con un objetivo específico son: a) el realizado por la CFE (1980), coordinado por De Cserna con el propósito de determinar el establecimiento de una presa hidroeléctrica en la zona, se centra en la descripción estratigráfica y petrográfica. b) Aguilar Pérez (1983), realiza un estudio geológico con el fin de determinar el establecimiento de una presa hidroeléctrica, lleva a cabo también la morfometría y el levantamiento geomorfológico a lo largo del río Balsas. c) García Calvario *et. al.* (1990), hicieron un trabajo financiado por la CFE con el fin de llevar a cabo el Proyecto Hidroeléctrico San Juan Tetelcingo, relaciona las características geológicas de la zona con la ingeniería. d) Córdova F. de A. (1991), realizó una investigación donde relaciona los diversos elementos del paisaje geográfico, así como la geomorfología con la arqueología.

Con base en los estudios citados se presenta un análisis de las formaciones geológicas, así como el mapa geológico correspondiente a la zona de estudio, Fig. 11.

2.1.1. Formaciones Geológicas

A) Formación Morelos

La Formación Morelos es una unidad litoestratigráfica que sobreyace a las formaciones Zicapa y Anhidrita Huitzucó, no aparecen en la región (Cuadro 1), se encuentra formada por calizas y dolomías. Esta formación constituye las elevaciones de mayor altitud y presentan más resistencia a la erosión.

La litología de dicha formación es la de una secuencia de plataforma formada principalmente por calizas grises de diversas tonalidades, las cuales se presentan en estratos gruesos a masivos. De acuerdo a Fries, C. (1960), se puede dividir en dos miembros correspondientes a dos facies: lagunosa evaporítica, que pertenece al miembro inferior, compuesto por anhidrita y yeso; y el miembro superior o de plataforma conformado por carbonatos.

Las calizas corresponden a calcilitas y calcarenitas, se observan también ocasionalmente texturas que corresponden a calcirruditas. Las dolomitas y calizas dolomíticas que se presentan junto con las calizas son de origen secundario. Crespo H. (1963), menciona que la coloración de las rocas va de gris claro al oscuro, predominando el segundo; al intemperizarse los colores varían y muestran estrías y surcos de disolución sobre las superficies expuestas.

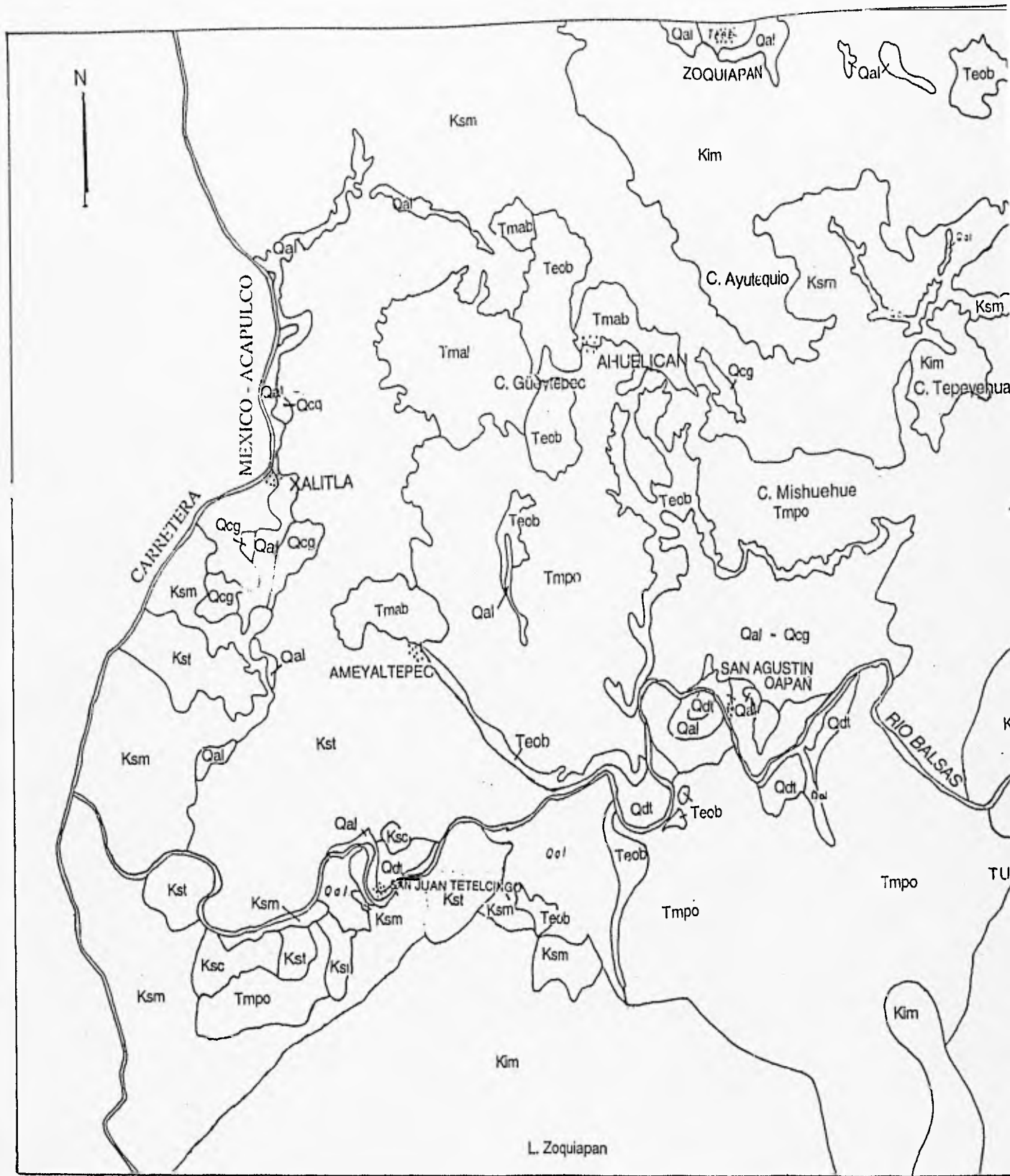
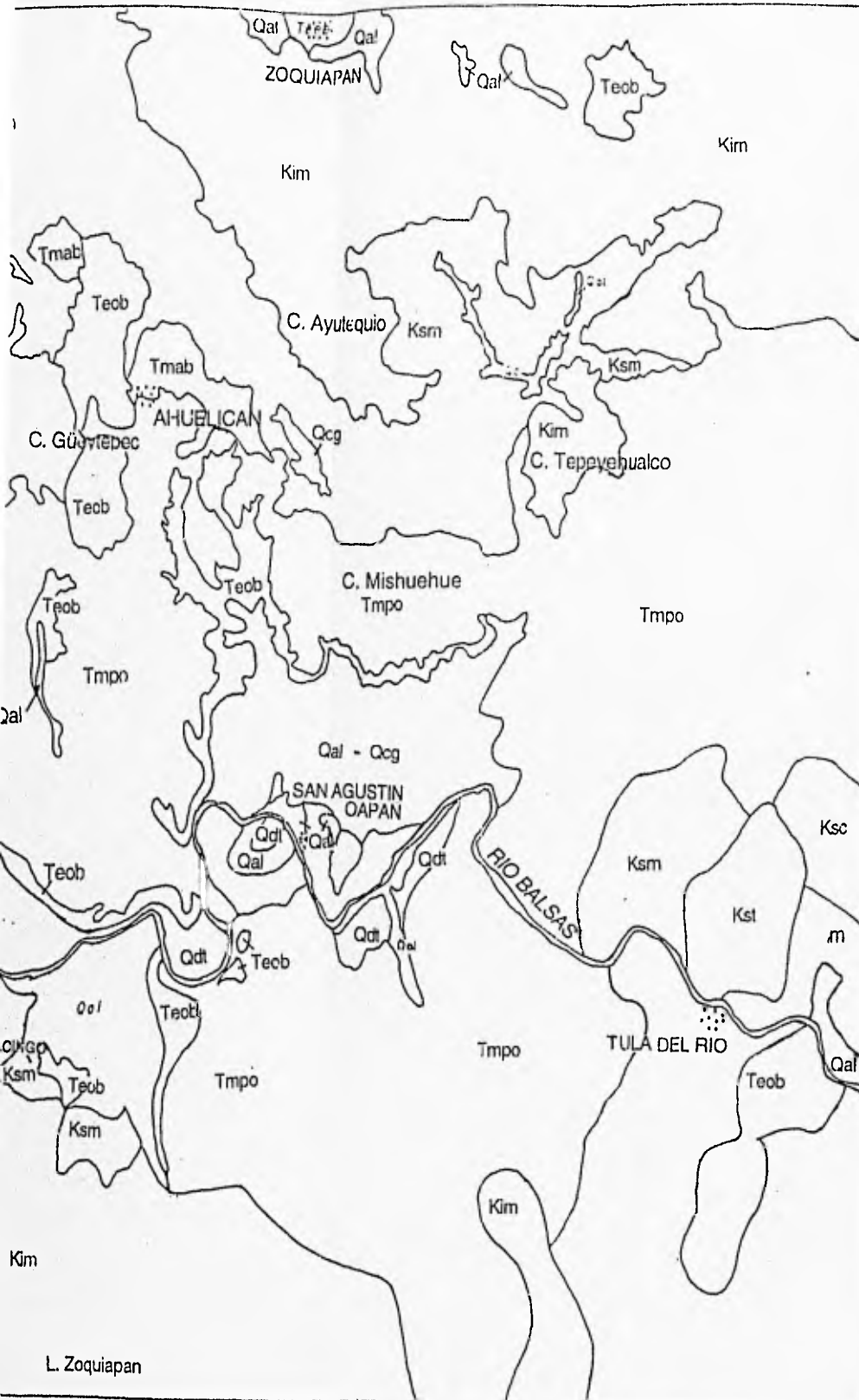


Fig. 11. MAPA GEOLOGICO

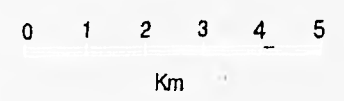


L E Y E N D A

PERIODO	SERIES	SEDIMENTARIAS	IGNEAS	
CUATERNARIO	HOLOCENO	Qal. Depósitos aluviales Arenas gravas y limos		
	PLEISTOCENO	Qdt. Depósitos de terrazas Arcillas y cantos rodados		
		Qcg. Conglomerados.		
TERCIARIO	PLIOCENO	Tmpo. Formación Oapan Arenisca tobácea verde y yeso		
	MIOCENO	Formación Balsas	Tmab. Andesita Andesita. B.	
	OLIGOCENO	Teob. Conglomerados calizos, areniscas y limolita.		
	EOCENO			
	PALEOCENO			Kst. Formación Tetel Tobas y brechas an.
CRETACICO	SUPERIOR	GOLFIANA	Formación Mexcala Ksm. Areniscas, lutitas, limolitas, yeso y caliza	
			Ksc. Formación Cuautla Calcarenitas, limolitas y caliza	
	INFERIOR	COMANCHEANA	Kim. Formación Morelos Calizas y dolomías	
		COHAUILIANA		

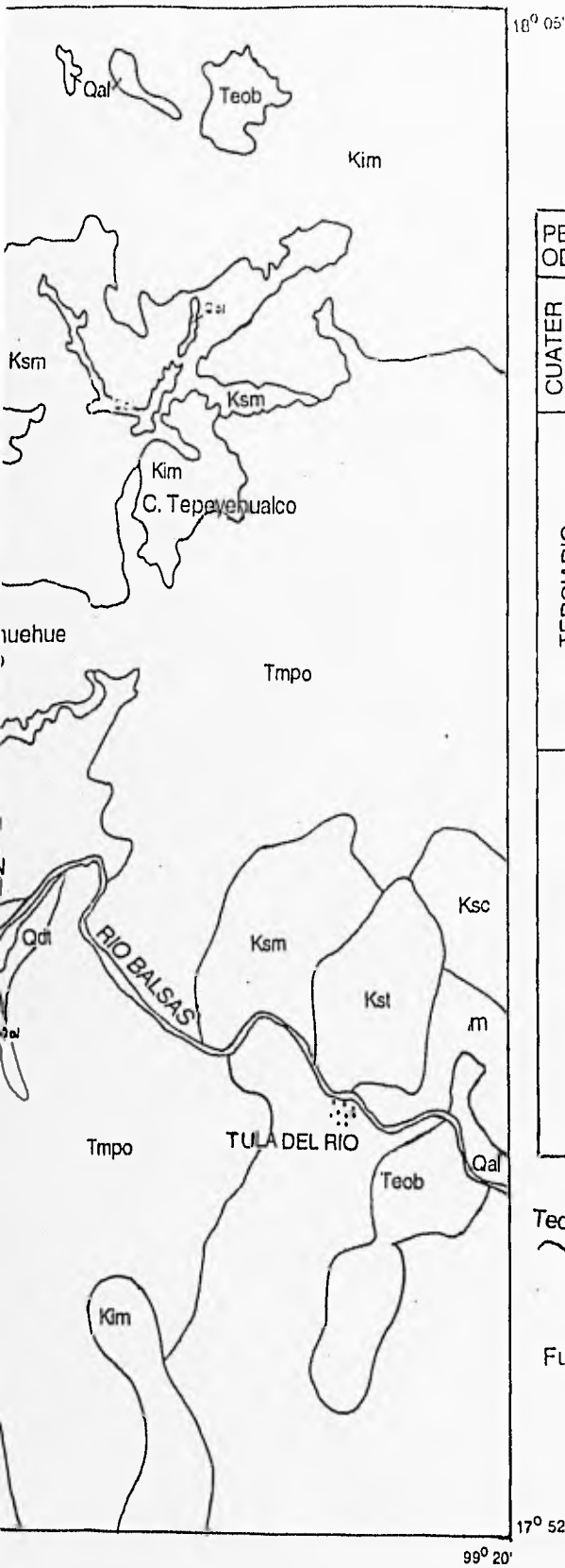
Teob
 Kim
 Poblados

Fuente: Elaborado a partir de la información geológica recopilada en: (1956); De Cserna et. al. (1980); García Calvario et al. (1990); (1991)



17° 52' 99° 20'

Fig. 11. MAPA GEOLOGICO

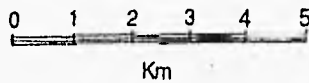


L E Y E N D A

PERIODO	SERIES	SEDIMENTARIAS	IGNEAS	
CUATERNARIO	HOLOCENO	Qal. Depósitos aluviales Arenas gravas y limos		
	PLEISTOCENO	Qdt. Depositos de terrazas Arcillas y cantos rodados		
		Qcq. Conglomerados.		
TERCIARIO	PLIOCENO			
	MIOCENO	Tmpo. Formación Oapan Arenisca tobácea verde y yeso		
			Formación Balsas	Tmab. Andesita Buenavista Andesita, Brecha y basalto
	OLIGOCENO	Teob. Conglomerados calizos, areniscas y limolita.		
	EOCENO			
	PALEOCENO			
				Kst. Formación Tetelcingo Tobas y brechas andesíticas
CRETACICO	SUPERIOR	GOLFIANA	Ksm. Formación Mexcala Areniscas, lutitas, limolitas, yeso y caliza	
			Ksc. Formación Cuautla Calcarenitas, limolitas y caliza	
	INFERIOR	COMAN COHUILI LIANA CHEANA	Kim. Formación Morelos Calizas y dolomías	

Teob Kim
 Contacto entre las formaciones geológicas
 Poblados

Fuente: Elaborado a partir de la información geológica recopilada en: Nájera Garza (1956); De Cserna et. al. (1980); García Calvario et al. (1990); Córdova F. de A. (1991)



SUBTEMA	SERIES	PISOS EUROPEOS	MEXCALA-ARCELIA, GRO	MEXCALA-OLINALA, GRO		
CUATERNARIO	Holocénica		ALUVION	ALUVION		
	Pleistocénica		ALUVION Y CALICHE	ALUVION		
TERCIARIO	Pliocénica					
	Miocénica		DERRAMES PIROCLASTICOS	FORMACION DAPAN ANDESITA BUENAVISTA		
	Oligocénica		TOBA Y DEPOSITOS VOLCANICOS EPICLASTICOS	RIOLITA TILZAPOTLA		
	Eocénica		FORMACION BALSAS	FORMACION BALSAS		
	Paleocénica				FM. TETELCINGO	
	CRETACICO	SUPERIOR	MAESTRICHTIANO			
CAMPANIANO						
SANTONIANO						
CONIACIANO			FM. MAL PASO	FORMACION MEXCALA		
TURONIANO			FORMACION XOCHIPALA	FORMACION CUAUTLA		
CENOMANIANO						
INFERIOR		COAHUILIENSE	ALBIANO	FORMACION AMATEPEC	FORMACION MORELOS ABSIDONTA MIZZUCO	
			APTIANO		FM. ZICAPA	
		GOLFIANA	NEOCOMIANO			
TRIASCICO JURASICO				CUARCITA CUALAC		
PALEOZOICO	SUPERIOR		ROCAVERDE TAXCO VIEJO			
	MEDIO		ROCAS METAMORFICAS			
	INFERIOR			COMPLEJO ACATLAN		

Cuadro 1. Secuencia estratigráfica en la Cuenca del Alto río Balsas y su correlación con la región entre Arcelia y Mexcala. De Cserna et. al. (1980).

La gran abundancia de macrofósiles es característico de esta formación e inclusive sirve como elemento diferenciador de la Formación Cuautla, Bolívar (1963). De Cerna *et. al.* (1980), le asignan a esta formación una edad del Albanense Medio al Cenomanense Temprano, Cuadro 1.

Dentro del área de estudio, la Formación Morelos aflora principalmente al SE de las barrancas Mazayolotepetl y San Marcos, en la laguna Zoquiapan, y al NE en las elevaciones Ayutequio y Ahuelicán (Fig. 11). La composición de este tipo de roca permite la formación de rasgos kársticos, por lo que en la parte suroccidental y nororiental de la región se encuentran dolinas.

B) Formación Cuautla

La Formación Cuautla descansa sobre la Formación Morelos, Fries, C. (1960), la define en tres facies: la primera corresponde a una sucesión de capas de caliza; la segunda es una secuencia más delgada de capas de caliza laminadas; la tercera, se encuentra formada por estratos delgados de calcarenita gris con intercalaciones aún más delgadas de limolita carbonosa, presenta estilolitas y se tienen horizontes de lutitas calcáreas laminares, debido a las cuales existen zonas de intenso plegamiento, Aguilar P. (1983). Se le asigna una edad de Cenomaniano Tardío al Turoniano (Cuadro 1). Su localización es en forma aislada y sólo aparece al este en la barranca Atopula, y en el valle de San Juan Tetelcingo, a manera de bancos calcáreos, Fig. 11.

C) Formación Mexcala

La localidad tipo de la Formación Mexcala se encuentra al oeste, en el valle del río Tepecoacuilco y al norte de Tula del Río (Fig. 11); descansa concordantemente sobre la Formación Cuautla y está cubierta discordantemente por la Formación Tetelcingo. Aflora en áreas tanto estructural como topográficamente bajas, forma valles desarrollados sobre sinclinatorios.

García C. *et. al.* (1990) dividen esta formación en tres miembros :

Miembro inferior. (calcáreo arcilloso). Está constituido por calizas y lutitas intercaladas. Descansan concordantemente con las calizas de la Formación Cuautla.

Miembro medio. (arcilloso arenoso). Representado por lutitas negras bituminosas finamente laminadas, con intercalaciones de areniscas. Descansa concordantemente con el miembro inferior.

Miembro superior. (areno-arcilloso). Lo forman areniscas calcáreas, las cuales predominan en la cima con espesores hasta de 4.5 m y alternan con lutitas calcáreas que abundan en la base. Descansa en forma concordante con las lutitas del miembro medio.

La distribución de esta formación coincide con el sinclinatorio Tonalapa-Mexcala al oeste (Fig. 11), esta región debido a la plasticidad de las lutitas se encuentra plegada presentando pliegues de tipo chevrón. Se le asigna una edad del Coniaciano al Maestrichtiano, Cuadro 1.

D) Formación Tetelcingo

Esta formación cubre discordantemente a las Formaciones Morelos y Mexcala, el contacto superior también está en discordancia angular con respecto a la Formación Oapan . Por su composición clástico-continental se consideraba parte de la Formación Balsas en los primeros estudios geológicos, aunque en la actualidad se sabe que está compuesta principalmente de fragmentos de roca volcánica. Ortega G. (1980), estableció que la unidad es esencialmente volcánica y de edad Maestrichtiana, Cuadro 1.

La base de la Formación Tetelcingo se compone principalmente de rocas tobáceas de composición andesítica que cambian a brechas tobáceas hacia su cima. En la parte superior predominan las brechas piroclásticas de color rojizo, sin embargo, García C. *et. al.* (1990), mencionan que hay intercalaciones de tobas que le dan cierta estratificación. En su cima aparecen derrames andesíticos. Generalmente se encuentra rellenando fosas tectónicas.

La Formación Tetelcingo no está afectada por fallas de importancia, pero ocasionalmente se observan desplazamientos en fracturas normales hasta de 2 m; presenta frecuentes fracturas acompañadas de estrías, De Cserna *et. al.* (1980), afirman que éstas no pueden ser de origen tectónico, ya que, se encuentran limitadas a la unidad volcánica y posiblemente se originaron por movimientos de los materiales volcánicos poco antes de su consolidación.

E) Formación Balsas

Esta formación descansa con discordancia angular sobre las Formaciones Mexcala y Morelos, y es concordante a la Formación Tetelcingo. Se le asigna una edad del Paleoceno-Oligoceno Temprano (Cuadro 1). Según Crespo H. (1963), está dividida en dos facies, la primera compuesta por conglomerado calizo, lava, toba y arenisca tobácea; la segunda, por limolita roja, arenisca y toba interestratificadas. Los conglomerados están formados por guijas de calizas cretácicas en una matriz de limo y arena, casi siempre de color rojizo, por lo que, también se le conoce como "conglomerados rojos". Se forma en estratos gruesos y masivos que alcanzan en ocasiones más de 10 m de espesor.

Presenta además, areniscas o limolitas intercaladas con los estratos conglomeráticos. La variación vertical y lateral de estos depósitos es muy notable refleja tanto las características topográficas de las áreas de material clástico, como las condiciones climáticas, sobre todo la precipitación pluvial que existió durante la acumulación de esta formación.

Forma generalmente lomeríos, su conservación en áreas más bajas se debe al fallamiento o simplemente por relleno de sinclinatorios. Cuando subyace a la Formación Oapan queda descubierta por erosión en escarpas y valles profundos, como los barrancos que se localizan al norte de San Agustín Oapan, (Fig. 12). Generalmente aflora en sitios aislados de la porción este de la zona de estudio.

La localidad tipo se encuentra a 5 Km al poniente de San Juan Tetelcingo. Es un material susceptible a la erosión, por lo que se identifica muy bien en los alrededores de Ahuelicán, Fig. 11.

F) Andesita Buenavista

Son principalmente andesitas que contienen algunos derrames de basalto. Se presentan afloramientos aislados que sobreyacen a la Formación Balsas y rocas más antiguas, encontrándose en forma aislada en las cercanías de Ahuelicán.

Los afloramientos más característicos de esta unidad se ubican al norte del río Balsas en las elevaciones Picudo, Güeytepec y Tecorral al norte de Ahuehuepan y en el Cacalotepec (Fig. 11). Este último afloramiento no fue considerado en estudios anteriores, y se determinó en el trabajo de campo con ayuda de fotografías aéreas.

La cima de la formación corresponde a una superficie de erosión sobre la cual no descansa unidad litoestratigráfica alguna. En las áreas aisladas del afloramiento, la roca predominante es basalto. La edad de esta unidad no ha sido establecida satisfactoriamente, sin embargo, considerando que su posición sobreyace a la Riolita Tilzapotla y su avanzado estado de disección, se le considera del Mioceno Inferior, De Cserna *et al.* (1980), Cuadro 1.

G) Formación Oapan

Es una sucesión de capas que consisten en areniscas tobáceas verdes y yeso con arcilla, de edad Miocénica-Pliocénica (Nájera G, 1956). Aflora en los

alrededores de San Agustín Oapan al norte y sur del río Balsas, encontrándose aquí la localidad tipo, cerro Mishuehue, Fig. 11.

Esta formación está constituida en su base por areniscas tobáceas de color verde que intemperizan a un verde más claro, con ventillas que cortan la estratificación e intercalaciones de yeso de color blanco con un espesor de 3 cm (Fig. 13). En la parte superior tiene tobas de color verde, contienen clastos con diámetro de 0.5 a 2 cm, así como también ventillas de yeso, su espesor es de 200 m Aguilar P. (1983).

Debido a las relaciones estructurales y estratigráficas, se ha establecido que dicho material se depositó en una cuenca lacustre originada por fallamiento en bloques que afectó a los depósitos de la Formación Balsas, lo que impidió el desagüe exorreico del área. La barrera que obstruyó el libre curso de las corrientes estuvo formada por el conglomerado volcánico de San Juan Tetelcingo.

La horizontalidad de sus estratos, que sobreyacen a la Formación Balsas, así como su posición discordante con ésta comprueban que la Formación Oapan es más joven, del Mioceno-Plioceno (Cuadro 1). Las capas de yeso y arenisca tobácea son fácilmente atacadas por los agentes erosivos por lo que el área donde se encuentran tiene una red fluvial densa. En la Formación Oapan los granos que forman las rocas se encuentran ligeramente gastados, por lo que se supone que fueron de tobas preexistentes de la Formación Tetelcingo, ya que, en las tobas que componen ambas unidades se observa cierto parecido.

El hecho de que la Formación Oapan se haya depositado en el cauce del río Balsas induce a considerar que la red fluvial de éste no se integró sino hasta mediados del Plioceno, Najera G. (1965).

H) Depósitos Continentales

Con este término se designa a las rocas más jóvenes de la zona, son las siguientes:

-*Travertinos*. Se encuentran en las cimas de mesetas que se localizan al sur de San Juan Tetelcingo y San Agustín Oapan, en estratos horizontales con espesor aproximado de 70 m, en discordancia con las calizas de la Formación Cuautla. Presentan abundantes impresiones de restos vegetales. Estos depósitos probablemente se formaron en pequeñas depresiones con aporte constante de aguas termales ricas en bicarbonato de calcio derivados de la disolución, posiblemente de calizas de la Formación Cuautla y Morelos. Su edad pertenece al Plioceno Tardío.

-*Depósitos de terraza*. Se encuentran principalmente en San Agustín Oapan y San Juan Tetelcingo (Fig. 11), se componen de materiales que van desde arcillas hasta cantos rodados, conformando estratos poco consolidados y comportándose como rocas cuando tienen cementante calcáreo.

-*Depósitos aluviales*. Su localización se restringe a la zona de influencia que el río Balsas tiene sobre la llanura de inundación. Los acarrees varían en espesor y están constituidos por arenas, gravas y limos poco consolidados. Las áreas aluviales más importantes se localizan entre los poblados de San Agustín

Oapan y San Juan Tetelcingo, sin embargo, también se distribuyen al oeste en las márgenes del río Tepecoacuilco. Las depresiones kársticas (dolinas) tienen depósitos aluviales, por ejemplo la laguna de Zoquiapan al norte.

2.2. Geología histórica

En la historia geológica del país durante el Cretácico Inferior, las masas que cubrían el continente, ganaron tierra quedando la mayor parte del país cubierto por el agua, durante esta época es cuando comienza la sedimentación que da origen a la Formación Morelos, la cual es la más antigua de las formaciones que afloran en el área de estudio.

En el Albiano toda la región de la cuenca del río Balsas quedó inundada. En el fondo de este mar somero se acumularon fangos calcáreos y se desarrollaron pequeños bancos de ruditas. Durante el Cenomaniano Inferior y el Albiano la sedimentación marina calcárea se interrumpió, el nivel del mar descendió notablemente permitiendo la existencia de numerosas islas y cayos, estos procesos originaron los depósitos que constituyen la Formación Morelos que aflora al NE y S de la zona, Fig. 11.

La sedimentación marina volvió a fines del Cenomaniano y perduró durante el Turoniano, la cual permitió una estabilidad relativa y al mismo tiempo la acumulación de fangos calcáreos en aguas poco profundas, de la Formación Cuautla, que sólo se encuentra de manera aislada en el área de estudio.

La configuración batimétrica del mar del Cretácico Superior se volvió somera al principiar el Coniaciano, ya que la presencia de yeso en las partes basales de la

Formación Mexcala indica condiciones de evaporación. Sin embargo, la circulación marina pronto volvió a su normalidad y en el fondo del mar se extendieron grandes cantidades de material terrígeno en forma de turbiditas, constituyendo una secuencia de tipo "flysch". Esta sedimentación perduró durante todo el Coniaciano. La región atravesó por etapas de plegamiento y erosión durante el tiempo comprendido entre el Santoniano y el Campaniano.

La deformación compresiva fué seguida de emersión y por volcanismo explosivo que dió origen a la Formación Tetelcingo durante el Maestrichtiano (Fig. 11). Se estableció posteriormente un régimen tectónico de distensión durante el cual se acumularon depósitos continentales que constituyen la Formación Balsas, los cuales han quedado al descubierto en la zona de estudio, por erosión en el fondo de los barrancos que se encuentran al sur de Ahuelicán.

El drenaje endorreico que prevaleció durante la acumulación de la Formación Balsas quedó aún más desordenado con los productos volcánicos del Terciario Medio y fallamiento que siguió a la acumulación de aquellos. Como resultado, se formó un lago permitiendo el depósito de tobas erosionadas y acarreadas, ahí mismo, se formaron espesores considerables de yeso, hacia finales del Mioceno y principios del Plioceno, estos depósitos corresponden a la Formación Oapan.



Fig. 12 En la fotografía se observa la Formación Balsas subyaciendo a la Oapan, cuando aflora por erosión como en los barrancos que se localizan al norte de San Agustín Oapan.

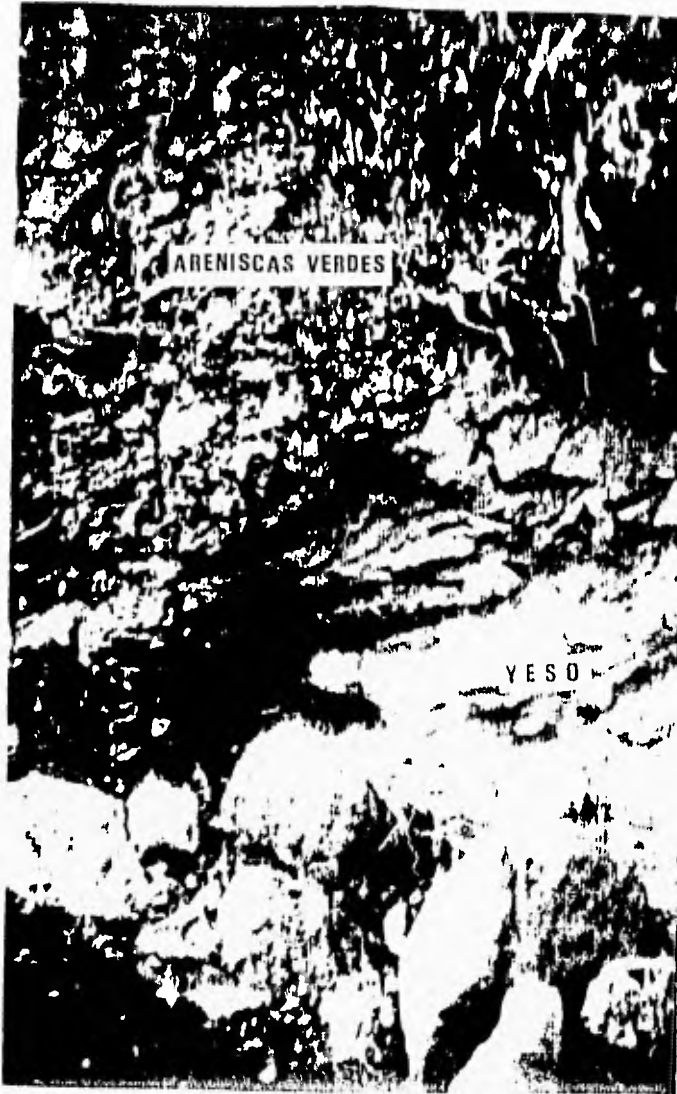


Fig. 13. En la fotografía se observan areniscas tobáceas verdes con intercalaciones de yeso de la Formación Oapan al NW de San Agustín Oapan.

2.3. Evolución Tectónica

La composición litológica y las formas que existen actualmente en la zona de estudio son resultado de la evolución tectónica que comienza a partir del Albiano en el Cretácico Inferior.

Durante el Albiano la región de la Cuenca del río Balsas quedó inundada, depositándose una estratificación de calizas y dolomías en un ambiente somero, como lo sugiere la presencia de foraminíferos, pelecípodos y gasterópodos (García C. *et. al.* 1990), estos depósitos corresponden a la Formación Morelos.

Al finalizar el Cretácico Temprano, la sedimentación marina calcárea quedó interrumpida por un tiempo breve. El nivel del mar descendió durante el Cenomaniano Temprano permitiendo la existencia de pequeñas pero numerosas islas y cayos en ese mar. De Cserna *et. al.* (1980), afirman que si el desarrollo de estos rasgos obedeció a un descenso del nivel del mar o fue el resultado de las primeras manifestaciones de inestabilidad cortical relacionada con procesos de subducción y magmatismo profundo, con los datos actuales no se puede hacer una afirmación categórica.

A finales del Cenomaniano la región debió haber emergido del mar formándose una laguna somera permitiendo la sedimentación y una estabilidad relativa hasta el Turoniano; estos depósitos de capas calcareníticas y calizas corresponden a la Formación Cuautla.

La configuración del mar Cretácico Tardío se volvió somera al inicio del Cenomaniano iniciándose los depósitos de lodo, limo, arena y conglomerados

de grano fino que constituyen el flysh de la Formación Mexcala. No se sabe exactamente en que momento cesó el depósito de esta formación, en respuesta al levantamiento de la región, pero Fries, C. 1960 (en García C. *et. al.* 1990), plantean que pudo haber sido en el Santoniano Tardío o Campaniano Temprano.

Estos materiales clásticos, junto con los depósitos calizos anteriores fueron plegados probablemente en un tiempo que va desde el Campaniano Tardío hasta el Paleoceno Tardío, es decir, que la Orogenia Laramide o Hidalguense se llevó a cabo en un tiempo anterior al depósito del miembro volcanoclástico Tetelcingo, Cuadro 2.

De Cserna *et. al.* (1980), afirman que la progresión de la deformación ha sido lenta en tiempos Santoniano-Campanianos acelerándose cada vez más durante el resto del Cretácico Tardío y Paleoceno. De esta deformación resultaron varias estructuras mayores, Figs. 14 y Cuadro 2.

- Sinclinorio Tonalapa-Mexcala (1)

De Cserna *et. al.* (1980), describen este sinclinorio donde afloran rocas de la Formación Mexcala al centro de las estructuras. En la zona de estudio se observan únicamente sus estructuras más orientales:

a) *Anticlinorio Valerio Trujano.* Se localiza al este de la carretera México-Acapulco, tiene una continuidad en su eje de más de 15 km en dirección N-S,

de grano fino que constituyen el flysh de la Formación Mexcala. No se sabe exactamente en que momento cesó el depósito de esta formación, en respuesta al levantamiento de la región, pero Fries, C. 1960 (en García C. *et. al.* 1990), plantean que pudo haber sido en el Santoniano Tardío o Campaniano Temprano.

Estos materiales clásticos, junto con los depósitos calizos anteriores fueron plegados probablemente en un tiempo que va desde el Campaniano Tardío hasta el Paleoceno Tardío, es decir, que la Orogenia Laramide o Hidalguense se llevó a cabo en un tiempo anterior al depósito del miembro volcanoclástico Tetelcingo, Cuadro 2.

De Cserna *et. al.* (1980), afirman que la progresión de la deformación ha sido lenta en tiempos Santoniano-Campanianos acelerándose cada vez más durante el resto del Cretácico Tardío y Paleoceno. De esta deformación resultaron varias estructuras mayores, Figs. 14 y Cuadro 2.

- Sinclinorio Tonalapa-Mexcala (1)

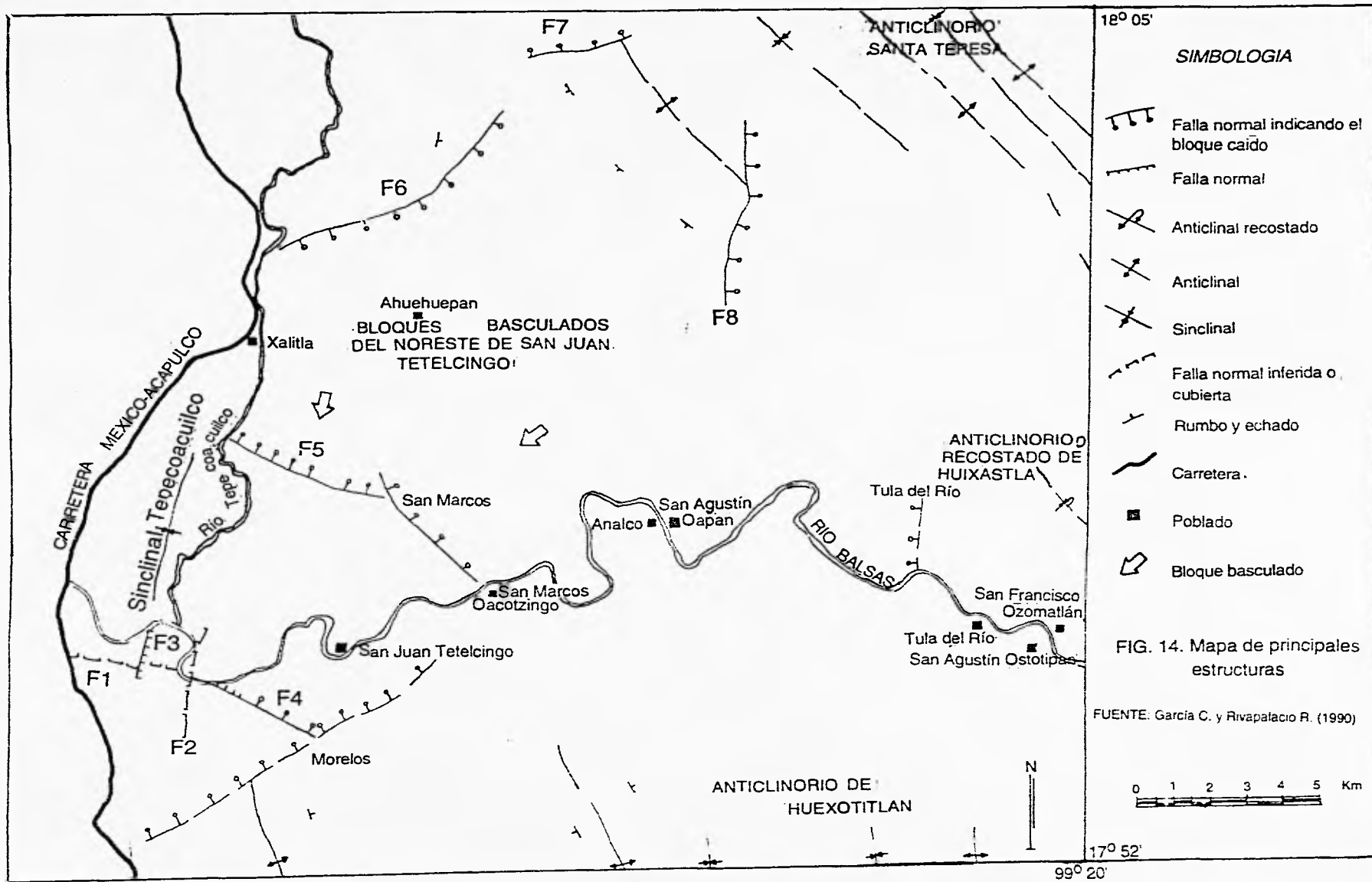
De Cserna *et. al.* (1980), describen este sinclinorio donde afloran rocas de la Formación Mexcala al centro de las estructuras. En la zona de estudio se observan únicamente sus estructuras más orientales:

a) *Anticlinorio Valerio Trujano*. Se localiza al este de la carretera México-Acapulco, tiene una continuidad en su eje de más de 15 km en dirección N-S,

PERIODO	EDAD	DEFORMACION	DEPOSITACION	FORMACION GEOLOGICA
CUATERNARIO	Pleistoceno		Formación de suelos algunas veces con caliche.	
TERCIARIO	Paleoceno		Deposición de sedimentos -- continentales lacustres.	BALSAS
	Eoceno	Fallamiento en bloques		
	Oligoceno	Actividad volcánica importante		ANDESITA BUENAVISTA
	Mioceno	Fallamiento y basculamiento locales.	Depósitos lacustres de tobas y areniscas tobáceas y yeso.	OAPAN
CRETACICO SUPERIOR	Plioceno		Depósitos de travertinos en pequeñas depresiones	
	Cenomaniano		Estabilidad relativa con deposición de capas calcareníticas y calizas.	CUAUTLA
	Medio			
	Turoniano		Deposición de lodo, limo, arena y conglomerado de grano fino (flysh).	MEXCALA
	Coniaciano			
CRETACICO INFERIOR	Santoniano	Plegamiento de los depósitos anteriores correspondientes a la Orogenia Laramide o Hidalguense		
	Campaniano	Formación de anticlinorios.		
	Tardío	Deformación compresiva seguida por emersión general y volcanismo		TETELCINGO
CRETACICO INFERIOR	Albiano		Trasgresión marina con deposición de calizas y dolomías interestratificadas.	MORELOS
	Medio			
	Cenomaniano	Probables manifestaciones de inestabilidad cortical		
	Temprano			

Cuadro 2. Cronología de Evolución Tectónica.

Elaboraron: Reyes Ramírez Dora Olivia y Acosta García Ma. Alejandra



con su cima erosionada y ligera asimetría al poniente, en su parte media se encuentra cubierta por conglomerados y areniscas.

b) *Sinclinal Tepecoacuilco*. Termina o se encubre al sur casi llega al río Balsas, teniendo su eje más de 6 km de longitud en dirección NNE-SSW. Entre esta estructura y el límite de la zona existen anticlinales, sinclinales y pliegues de arrastre (Fig. 14). La mayor parte de estos pliegues son bastante agudos y asimétricos con echados en ambos flancos que varían de 20° hasta subverticales.

- Bloques basculados del NE de San Juan Tetelcingo (2)

Se encuentran al NNE del poblado de San Juan Tetelcingo. Se trata de grandes cuerpos de rocas ígneas extrusivas y sedimentos lacustres, los cuales rellenaron antiguas fosas tectónicas y anticlinales descabezados; en parte fueron afectados por fallas NE-SW a NW-SE y basculados hacia el SW. Tienen una edad Miocénica aproximadamente, Fig. 14 y Cuadro 2.

- Anticlinorio Huexotitlan (3)

Situado al SE de San Juan Tetelcingo, lo forma una serie de pliegues anticlinales y sinclinales orientados NW-SE con variantes N-S, flexuras NNE-SSW. La extensión de sus ejes es variable llegando a tener algunos más de 15 km al norte. Se pierde su continuidad ya sea por falla o por estar cubiertos por formaciones del Terciario Medio y Superior. En la zona se encuentra la parte septentrional de estos pliegues, Fig. 14.

- Anticlinorio Santa Teresa (4)

Se localiza al NE de la zona tiene una orientación NW-SE. Afecta sedimentos Cretácicos y a su vez es cortado por una zona de fallas normales. García C. *et al.* (1990), afirman que hacia el SE se le puede correlacionar como una flexura, con el anticlinorio recostado de Huixastla, pero esa zona se halla cubierta por formaciones más recientes, Cuadro 2.

- Anticlinorio recostado de Huixastla (5)

Se localiza sólo una pequeña porción de éste en el extremo oriente de la zona, la dirección de los ejes de plegamiento tienden al E-W, se tornan más intensos y con recumbencias hacia el SSW, Fig. 14.

Después del plegamiento de las rocas Cretácicas, sobrevino un fallamiento en bloques, que impidió el libre curso de los ríos y favoreció un desagüe endorreico, las principales fallas que se formaron son las siguientes: la Gran falla que atraviesa el área de oriente a poniente y trunca los pliegues del anticlinorio Huexotitlan al norte, sobre la cual se deslizó hacia abajo el bloque del valle del río Balsas. Nájera G. (1956), afirma que es muy probable que el desplazamiento vertical de esta falla sea de unos 500 m o más, puesto que pone en contacto a la Formación Morelos con la Formación Mexcala. La falla se encuentra casi cubierta en su totalidad por las rocas Terciarias que cubren el área, esta falla tal vez se originó a principios del Terciario (Cuadro 3), dando lugar a una cuenca donde se depositaron las rocas.

PLIEGUES	FALLAS	ORIENTACION	EDAD
Bloques basculados del NE de San Juan Tetelcingo	San Marcos	NW 40° SE	Mioceno
	Gran Falla (no cartografiada)	E -W	Principios del Terciario
	Morelos	SW 42° NE	
	Tula del Río	NE 5° SW	
	F1	E 80° W	
	F2	NE 12° SW	
	F3	N 11° SW	
	F4	NW 60° SE	
	F5	NW 62° SW	
	F6	NE 50° SW	
	F7	E 70° W	
	F8	SE 5° NW	
1. Sinclinorio Tonalapa-Mexcala			Finales del Cretácico principios del Terciario.
- Anticlinal Valerio-Trujano		N-S	
- Sinclinal Tepecoacuilco		NNE-SSW	
2. Anticlinorio Huexotitlan		NW-SE	
3. Anticlinorio recostado de Huixtla		E-W	

Cuadro 3. Pliegues y fallas.

Elaboraron: Reyes Ramírez Dora Olivia y Acosta García Ma. Alejandra

Existe otra falla de menor longitud que pasa 2 km al sur de San Juan Tetelcingo y se prolonga hacia el SW 42° NE, la cual ha bajado los bloques al norte, y junto con la falla anterior ha favorecido la presencia de la Formación Mexcala en las partes bajas. Su desplazamiento no parece ser muy amplio, porque pone en contacto la parte inferior de la Formación Mexcala con la parte superior de la Formación Morelos (Nájera G. 1956). Esta falla representa el contacto litológico entre las formaciones antes mencionadas. Otra pequeña falla se encuentra sobre la margen septentrional del río Balsas a 1 km al NW de Tula del Río, del cual toma su nombre. Su dirección es NE 5° SW, Fig. 14.

-*Falla F1.* Tiene un alineamiento E 80° W contiene material arcilloso brechoide. Su extensión puede llegar a tener más de 3.5 km y en su parte este pone en contacto a las Formaciones Cuautla y Mexcala, Fig. 14.

- *Falla F2.* Tiene orientación NE 12° SW, García C. *et. al.* (1990), mencionan que fue inferida por el lineamiento que presenta la cañada por la que corre y por el brusco cambio litológico entre sus márgenes, esta falla podría llegar a tener una extensión de 1500 m y desplazamientos verticales aproximados de 600 m, Fig. 14.

-*Falla F3.* Tiene orientación N 11° SW, se observa superficialmente en los bordes norte y sur, no así en el centro y parece no afectar los depósitos volcanoclásticos de la Formación Tetelcingo. Pone en contacto al miembro superior de la Formación Mexcala con la Formación Tetelcingo, García C. *et. al.* (1990), afirman que las fallas anteriores no han afectado a la Formación Tetelcingo excepto la F3 en forma parcial. Esto da idea de que la Formación Tetelcingo se depositó en forma penecontemporánea a dicho fallamiento,

Fig. 14. Esta falla termina al sur en el contacto entre las Formaciones Mexcala y Tetelcingo, topográficamente pareciera continuarse hacia la barranca El Zopilote, Fig. 14.

La falla F8 es un contacto litológico entre las Formaciones Morelos y Balsas, tiene una dirección SE 5° NW.

En la bibliografía consultada no se encontró información detallada sobre las fallas F4, F5, F6, y F7, por lo que en el cuadro 3 sólo se da la orientación que se obtuvo en forma directa del mapa, y la edad se infirió de acuerdo al trabajo de García C. *et. al.* (1990)

Es probable que las fallas anteriores se hallan producido a principios del Terciario, pues casi todas afectan a las rocas Cretácicas (Fig. 14). En cambio, la falla San Marcos que pasa por San Marcos Oacotzingo propició el depósito de la Formación Oapan y según Nájera G. (1956), se le asigna una edad Miocénica (Fig 14). Esta falla tiene una orientación NW 40° SE con un desplazamiento probable mayor a 200 m.

Al mismo tiempo del afallamiento en bloques, se originó un volcanismo explosivo generando el depósito de la Formación Tetelcingo durante el Maestrichtiano. Se estableció posteriormente un régimen tectónico de distensión durante el cual se acumularon depósitos continentales que constituyen la Formación Balsas. Durante esa época no existía un drenaje integrado en la región, las cuencas endorreicas correspondieron a sinclinales y cuencas plegadas, o bien a fosas tectónicas.

La actividad volcánica recobró importancia durante el Oligoceno Tardío y Mioceno Temprano a Medio, y está representado por la Formación Andesita Buenavista.

El drenaje endorreico que prevaleció durante la acumulación de la Formación Balsas quedó más desordenado con los productos volcánicos del Terciario Medio y fallamiento que siguió a la acumulación de éstos, como resultado se formó un lago de edad Miocénico Tardío-Pliocénico Temprano, propició la acumulación de yeso de la Formación Oapan, acompañado de depósitos de tobas y areniscas tobáceas. Por la erosión que afectó a estos depósitos se supone que su acumulación terminó en el Plioceno, después de la erosión que sufrió la Formación Balsas la cual se considera fue lo suficientemente profunda para que se desarrollara un desagüe exorreico, dio fin a los medios lacustres.

A pesar de que la mayoría de los afloramientos de esta formación muestran la horizontalidad original de su depósito, en algunos sitios se encuentra cortada y basculada por fallas indicando el dominio del régimen tectónico distensivo de ese tiempo.

2.4. Sismicidad

El estudio de la actividad sísmica es importante como indicador de la tectónica contemporánea de una región, por lo que el objetivo de este capítulo es presentar el marco sísmico de la Cuenca Media del Balsas, San Juan Tetelcingo.

Se considera que el Estado de Guerrero es una zona de gran actividad sísmica, con frecuentes temblores tanto en su parte continental como en la marina, la magnitud dominante es de 5.1^o a 6^o Richter.

Entre 1904 y septiembre de 1971, Figueroa, A. (1971) menciona que se registraron 1935 sismos de magnitud entre 3^o y 8.5^o Richter. Si se consideran únicamente los de magnitud superior a V en la escala de Mercalli, se tienen 178, es decir, un promedio de dos por año y uno considerado como fuerte.

Para el área de la Cuenca Media del Balsas, San Juan Tetelcingo existen 8 epicentros, cinco al SE y tres al W en un radio de 125 Km (García C. *et. al.* 1990), Fig. 15.

La propagación de los frentes de onda es en el sentido del fracturamiento tectónico NE-SW, que son los límites entre los bloques de Oaxaca y Guerrero. García C. *et. al.* (1990), afirman que la microsismicidad de la zona es debida exclusivamente a la influencia de la subducción de la placa Cocos debajo de la placa Norteamericana. Por lo que el sistema de fallas y fracturas de San Juan Tetelcingo no guarda relación directa con la sismicidad

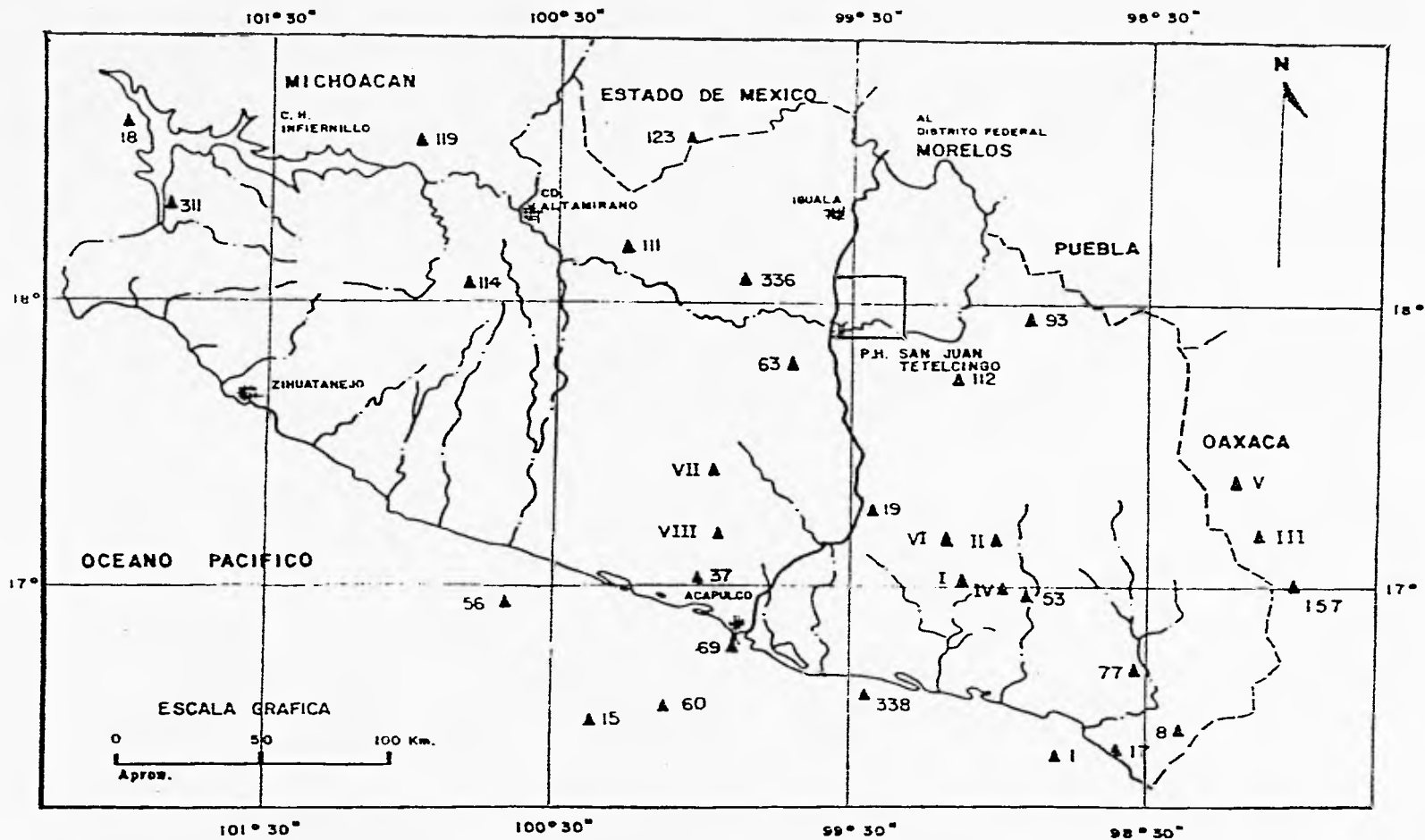



Fig. 15. Mapa de sismicidad histórica del Estado de Guerrero, donde los Triángulos muestran sus epicentros, los números romanos indican epicentros con Ms 7.0 R, tomados de García Calvario et. al. (1990).

 Zona de estudio

III. ANALISIS MORFOMETRICO DEL RELIEVE

La geomorfología tiene por objeto de estudio el relieve terrestre, su morfología, origen, edad y dinámica actual; su clasificación en formas definidas por procesos endógenos y/o exógenos que les dieron origen. El presente capítulo tiene como objetivo identificar la relación entre la estructura y el relieve con fundamento en la génesis, evolución y procesos modeladores, para lo cual se empleó como método indirecto el análisis morfométrico, lo que permitió conocer los cambios locales de forma, como causa directa de las deformaciones tectónicas o erosivas. Este análisis consistió en la elaboración de tres cartas temáticas (hipsométrica, densidad y profundidad de la disección).

Se considera el análisis de secciones geomorfológicas que permiten relacionar factores endógenos (tectónicos) y exógenos (denudatorio-erosivos) así como, los elementos del relieve que resultan de su correlación; se elaboraron cuatro secciones geomorfológicas (dos longitudinales y dos transversales en la zona de estudio).

3.1. Morfometría

La morfometría estudia los aspectos cuantitativos del relieve que influyen en la dinámica geomorfológica y que son el resultado de la relación de las fuerzas endógeno-exógenas. Lugo H. (1988), considera que los principales elementos de cuantificar a partir de las formas del relieve son: longitud, superficie, volumen, altura absoluta y relativa, pendiente, orientación, densidad, frecuencia entre otros elementos numéricos.

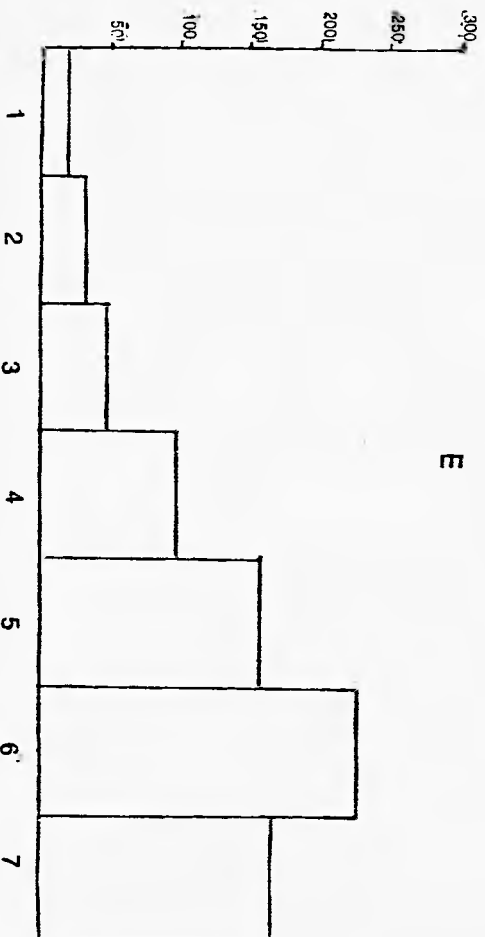
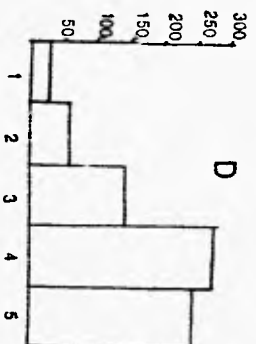
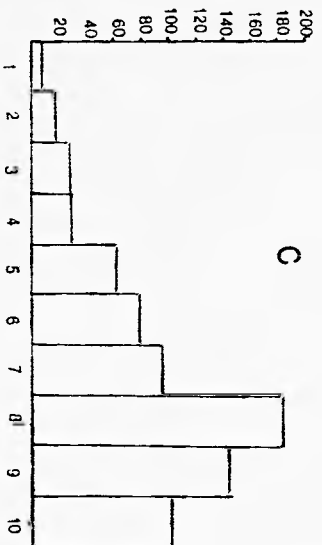
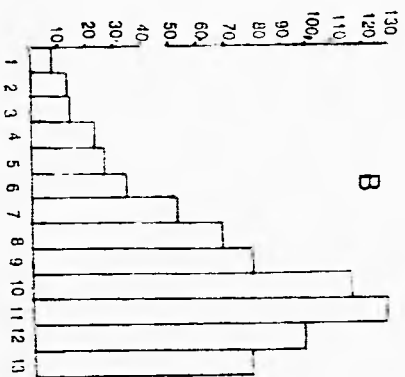
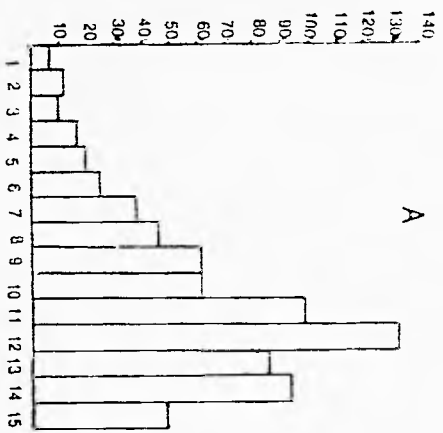
El análisis cualitativo y cuantitativo de las formas del relieve permite caracterizarlo en función de la relación existente entre factores tectónicos, erosivos y litológicos, Derrau, M. (1983).

3.1.1. Análisis Hipsométrico

El mapa hipsométrico proporciona información que permite el análisis y comprensión de la morfogénesis y los procesos exógenos; en él se expresa de manera inmediata y clara el relieve a través de la zonificación por altitudes, dando así la primera aproximación de las formas mayores de cualquier territorio. Lugo H. (1988), menciona que ésta es su gran virtud: simplifica enormemente la comprensión de un mapa topográfico. El punto principal de su elaboración consiste en definir a partir de altitudes máxima y mínima intervalos de altitud. Para su realización se utilizó la metodología empleada por Simonov (en García R. 1993), que consiste en:

- Realizar un muestreo sistemático de la altura absoluta, utilizando los puntos de intersección de la proyección UTM (Universal Transversa de Mercator), de las cartas topográficas E14 A88 Santa Teresa (1973) y E14 C18 Xochipala (1973) escala 1: 50 000, de esta manera se obtuvieron 747 valores.

- Con los valores obtenidos se hicieron cinco histogramas de frecuencia con rangos de 5-D, 7-E, 10-C, 13-B y 15-A, con el fin de analizar el comportamiento de los datos en cada uno, Gráficas 1. Se utilizó el histograma de siete rangos (Gráfica 1 E) que refleja y representa mejor las características del relieve; el valor mínimo del primer rango es de 400 msnm y el máximo de 1800 msnm. El valor obtenido para cada intervalo es de 192 m, sin embargo, para definir las fronteras



Gráficas 1. Histogramas de frecuencia con rangos altitudinales de: 15 (A); 13(B); 10 (C); 5 (D); 7 (E), este último representativo de la región de estudio.

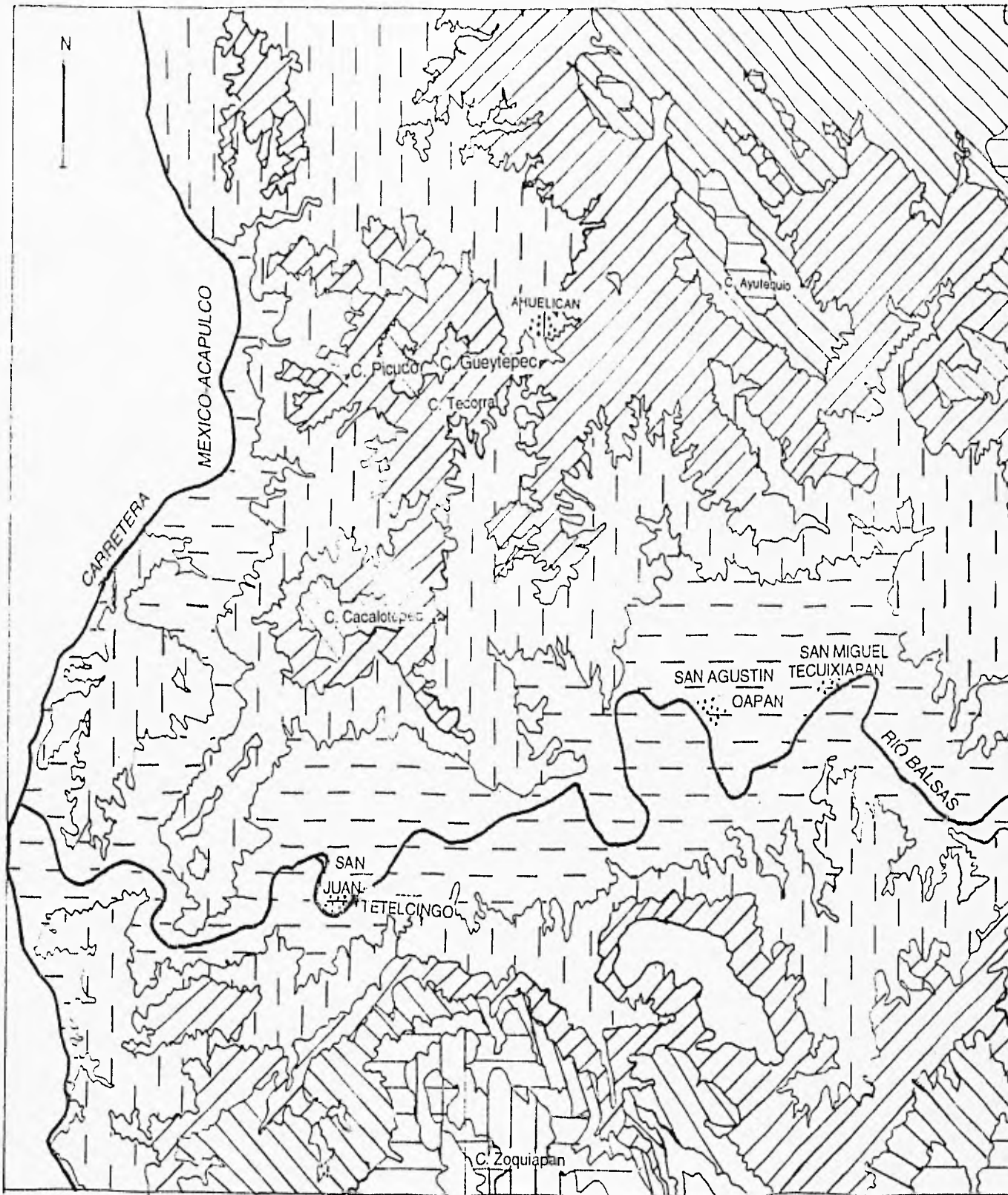
de altitud se redondeó a 200 m. Con los rangos obtenidos se elaboró el mapa hipsométrico, Fig. 16.

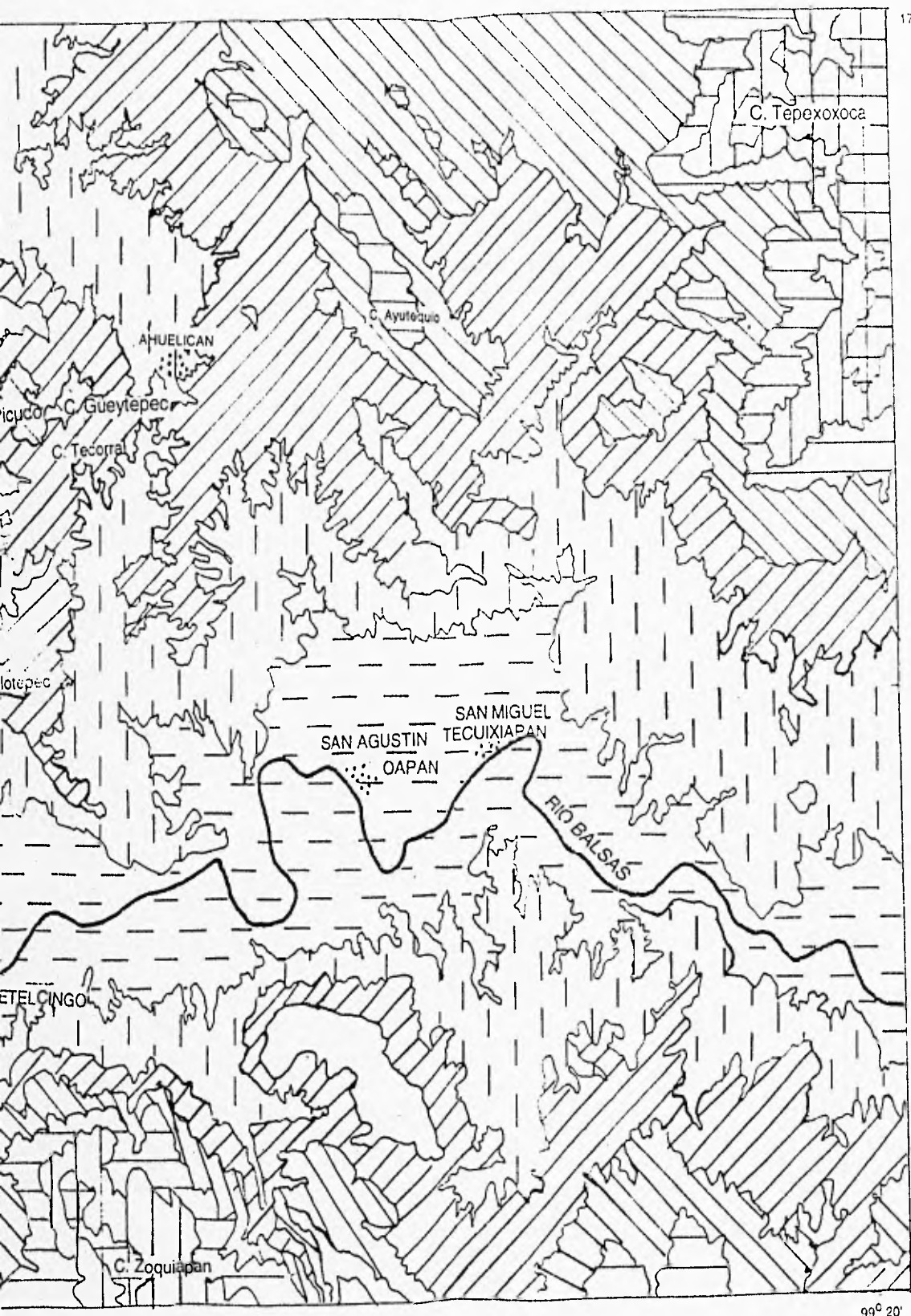
- Descripción del mapa hipsométrico

La carta hipsométrica permitió diferenciar en la zona de estudio tres regiones morfológicas: valle intermontano, piedemonte y montaña, Fig. 17.

a) *Zona de Valle intermontano*, tiene una altitud que va de los 400 a 600 msnm, constituye la llanura aluvial de los ríos Balsas y Tepecoacuilco, Fig. 17. En la llanura de inundación del río Balsas se desarrollan meandros, Strahler, A (1979), explica que cuando la erosión lateral de la corriente sigue actuando, el lecho de inundación se va ensanchando y las curvas del río son mayores y más redondeadas, es decir, se forman meandros; si el desarrollo del valle llega a ser lo suficientemente ancho, los meandros pueden acomodarse en él sin limitar su forma, esto se observa en las cercanías de los poblados San Agustín Oapan y San Juan Tetelcingo, donde la planicie aluvial es más ancha, Fig. 18.

El curso del río Balsas forma ángulos de casi 90° que reflejan el control estructural que presenta, como señala Coque, R. (1984), los valles de fractura tienen trazados rectos y confluencias angulosas, Fig. 19 .



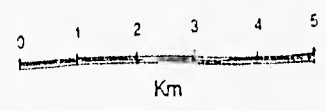


17° 52'

Fig. 16. MAPA HIPSOMETRICO

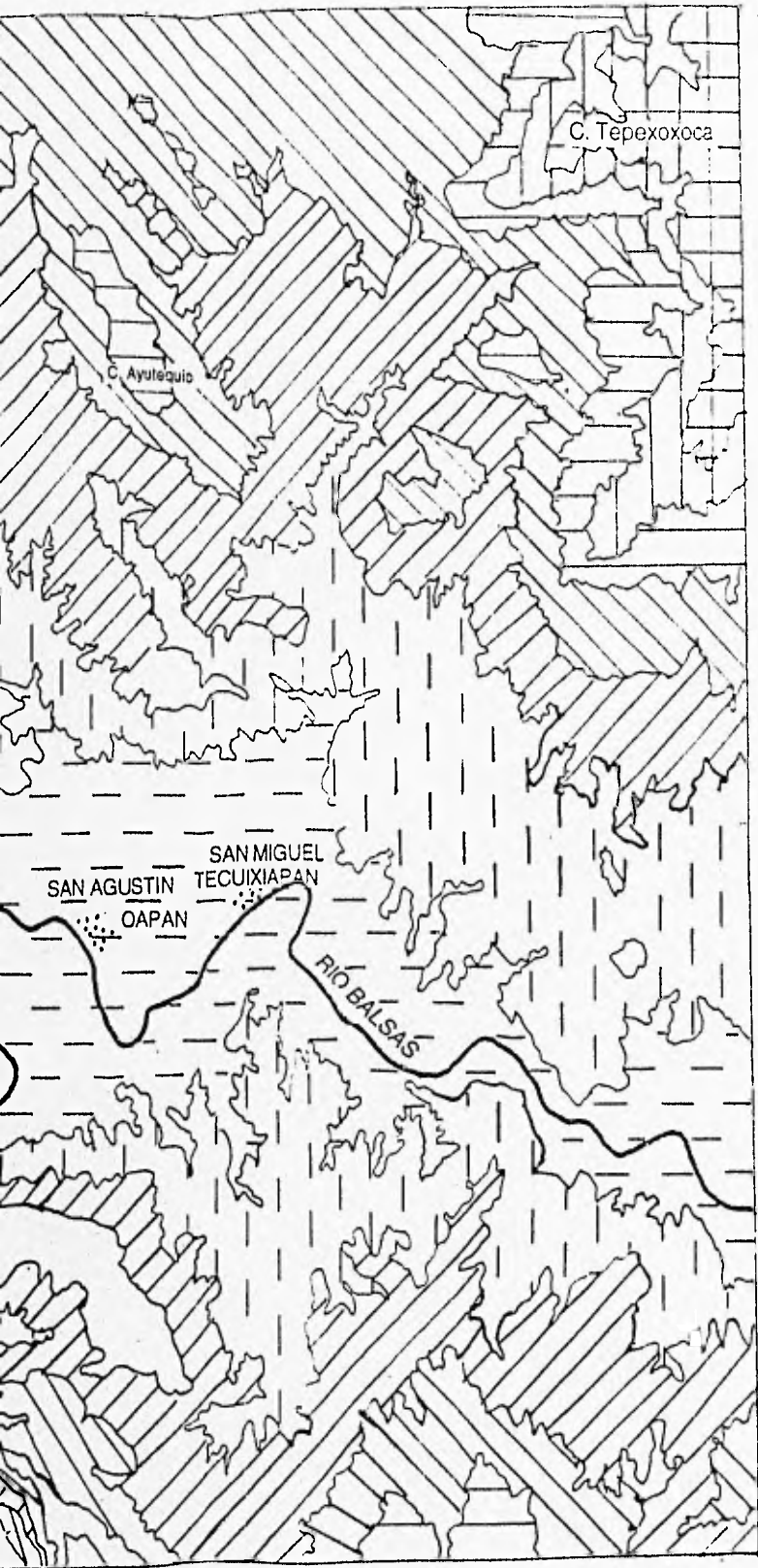
ALTITUD (msnm)

	400 - 600	Valle intermontano
	600 - 800	Piedemonte
	800 - 1000	
	1000 - 1200	
	1200 - 1400	Montaña
	1400 - 1600	
	1600 - 1800	



18° 05'

99° 20'



17° 52'

Fig. 16. MAPA HIPSOMETRICO

ALTITUD (msnm)



400 - 600

Valle intermontano



600 - 800

Piedemonte



800 - 1000



1000 - 1200



1200 - 1400

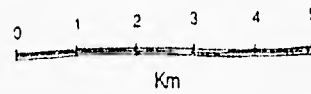
Montaña



1400 - 1600

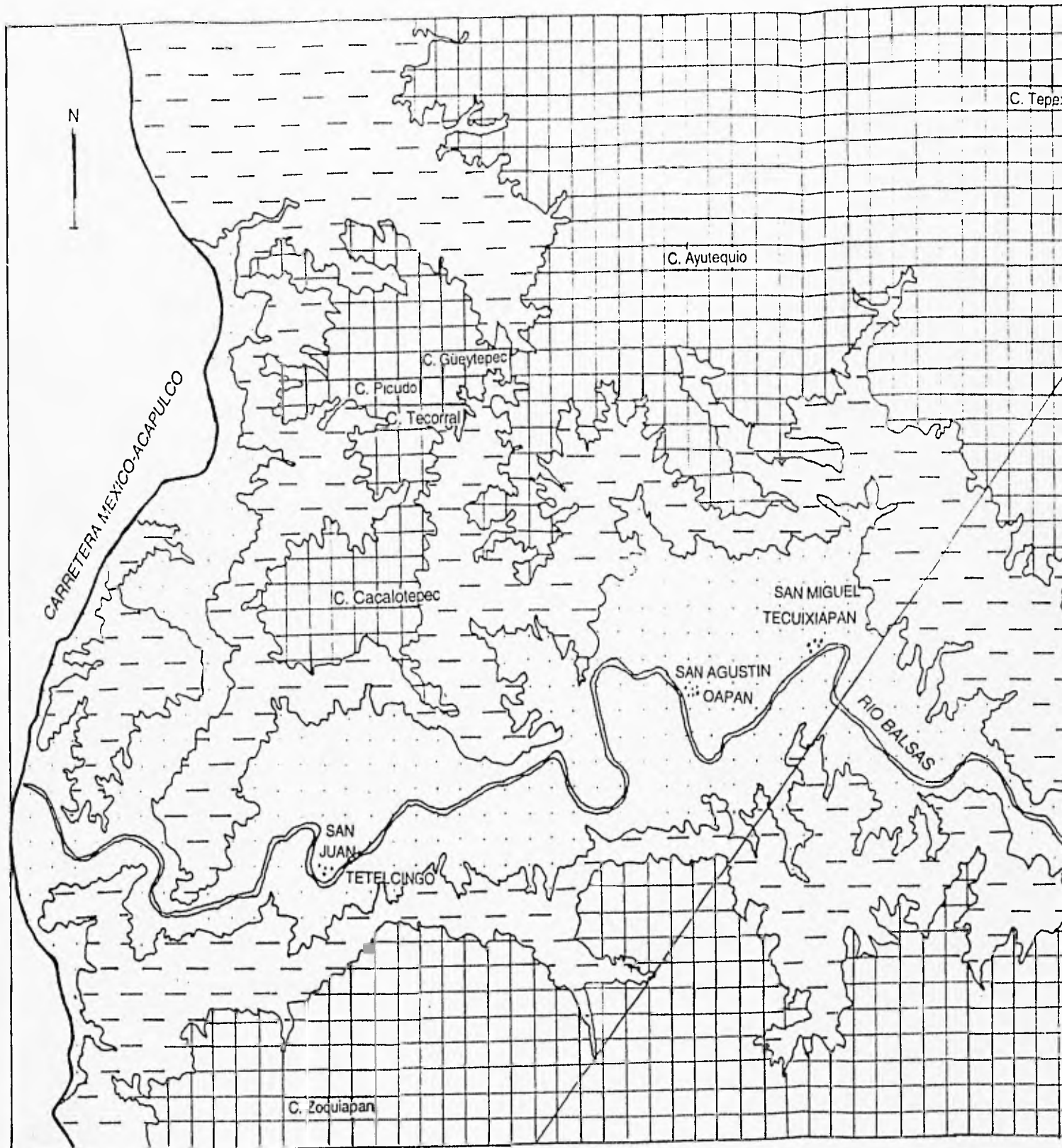


1600 - 1800



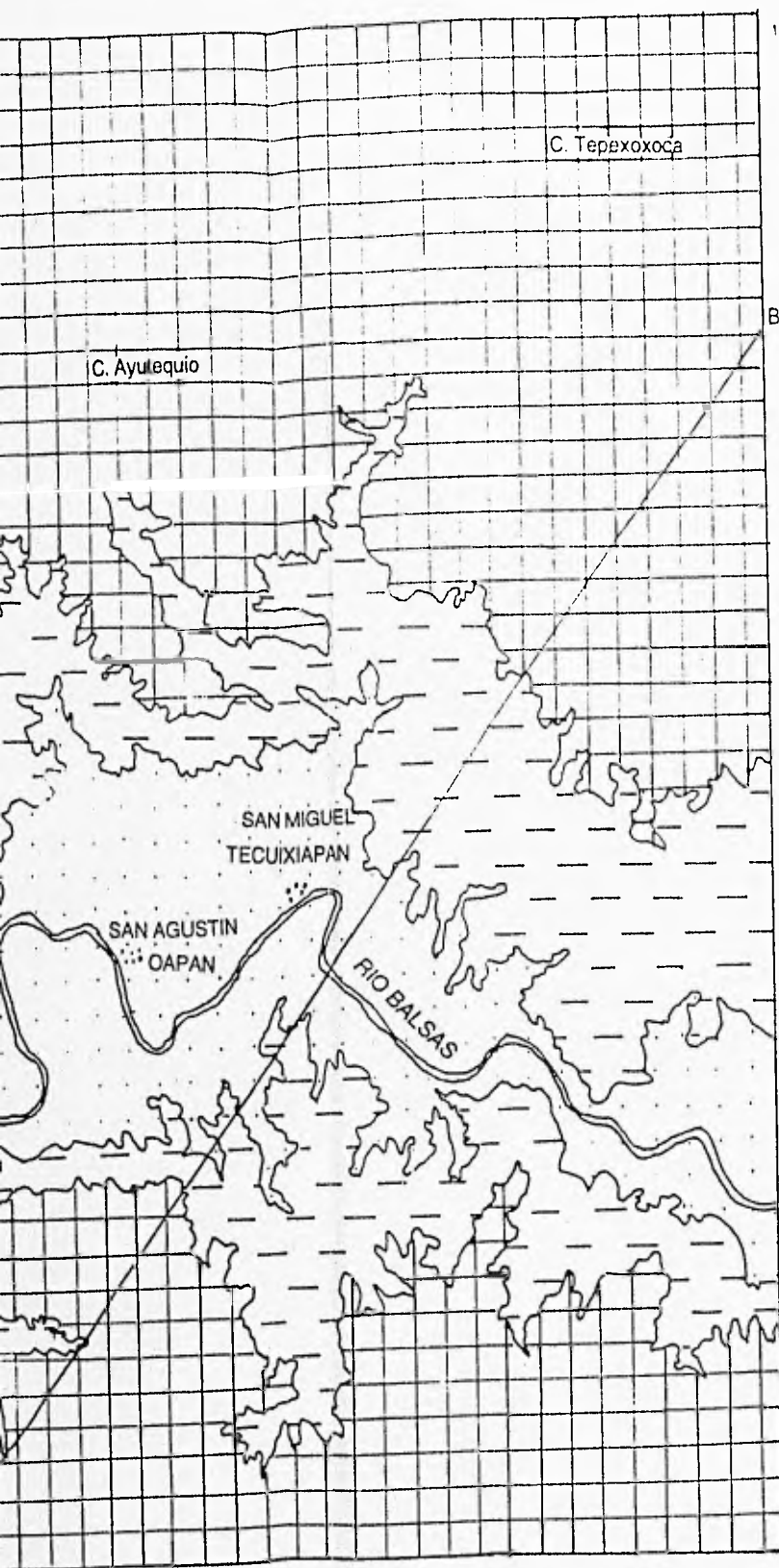
18° 05'





99° 20'



A

Fig. 17 MAPA DE REGIONES MORFOLOGICAS



-  VALLE INTERMONTANO (400 - 600 msnm)
-  PIEDEMONTE (600 - 800 msnm)
-  MONTAÑA (800 - 1780 msnm)
-  PERFIL A - B

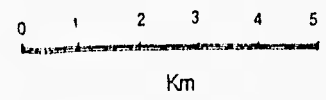




Fig. 18. Zona de meandros en San Agustín Oapan

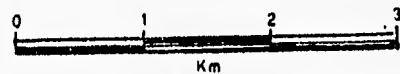
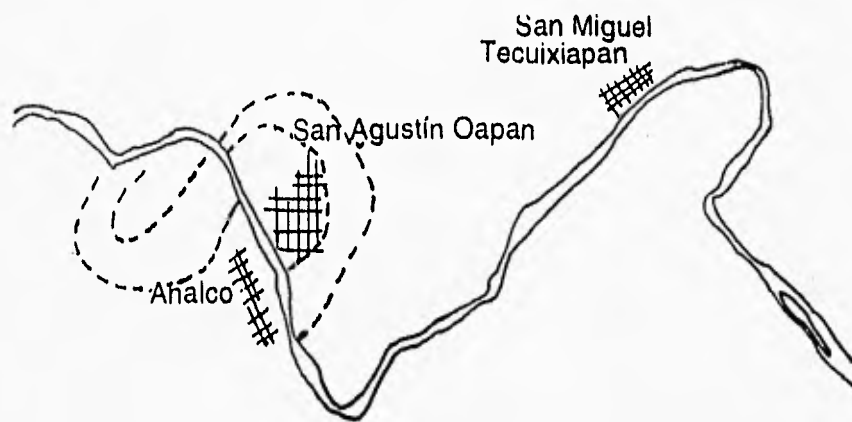
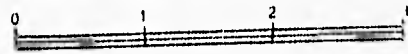


Fig. 19 Control estructural en el río Balsas en San Miguel Tecuixiapan

El valle intermontano está formado por aluvión, conglomerados calizos y volcánicos y areniscas tobáceas. La región más angosta es de 500 m al oeste de San Juan Tetelcingo, y la más ancha de 5500 m al oeste de San Agustín Oapan. En el río Tepecoacuilco, el valle está formado por aluvión y conglomerados calizos y volcánicos, en el que se desarrollan terrazas fluviales y abanicos aluviales; la configuración del drenaje es anastomosada, Fig. 20.

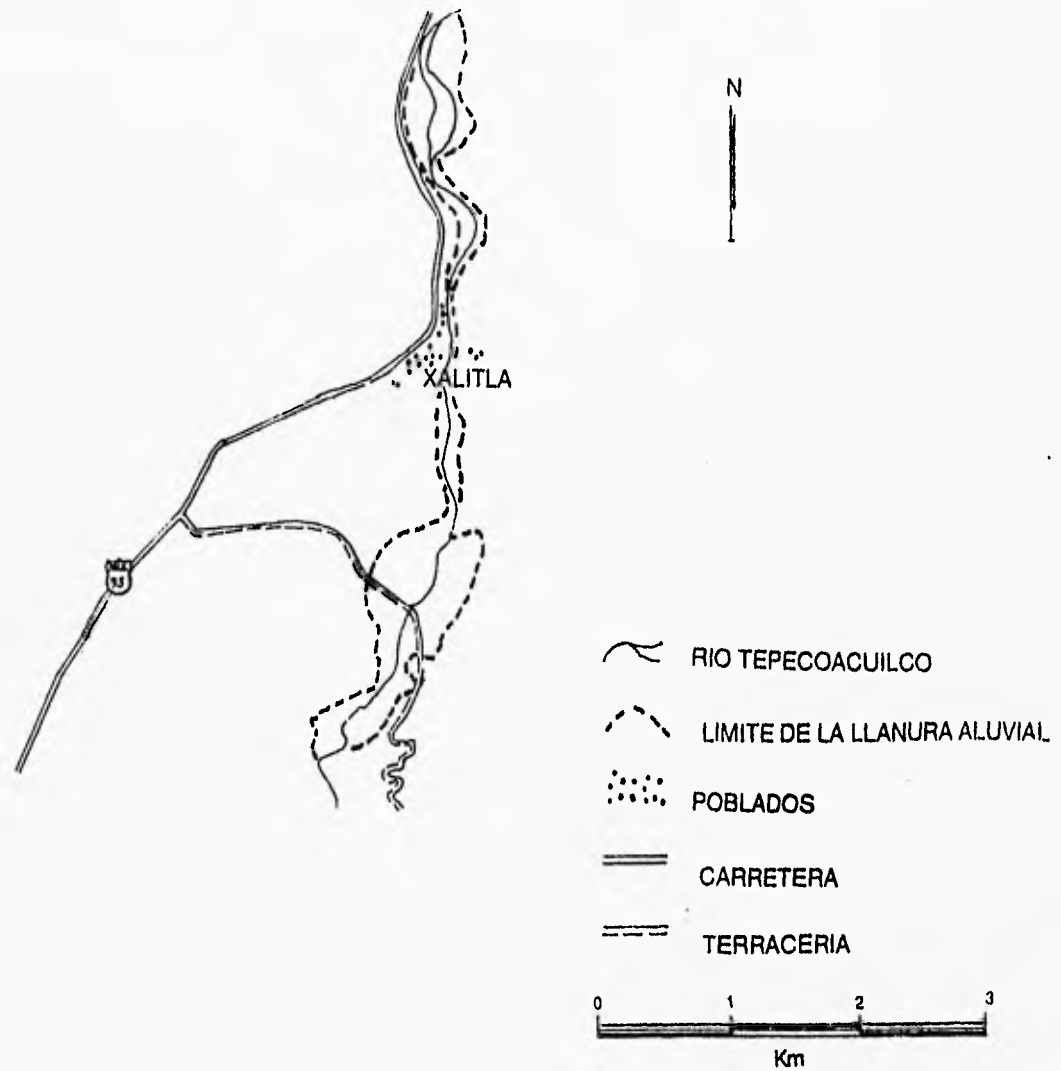


Fig. 20 Drenaje anastomosado en el río Tepecoacuilco

b) *Zona de Piedemonte*, su altitud va de 600 a 800 msnm, Fig. 17, limita al valle intermontano. Su litología está formada por materiales de acarreo como conglomerados calizos y volcánicos y areniscas tobáceas. El número de cauces y circos erosivos es mayor debido al material deleznable, la pendiente de 3° a 25°, la vegetación de selva baja caducifolia es escasa con áreas dedicadas a actividades agropecuarias. Se localizan áreas extensas de lavado laminar limitadas por circos erosivos activos al NW de San Agustín Oapan.

c) *Zona de Montaña*, es la más extensa con altitudes de 800 a 1780 msnm, Fig. 17. Se localiza al norte y sur de la zona. Comprende las cimas y laderas de montañas calizas que constituyen las formaciones Morelos y Mexcala. Las elevaciones de mayor altitud son el Zoquiapan y el Tepexoxoca con 1 680 msnm cada uno, Fig. 18.

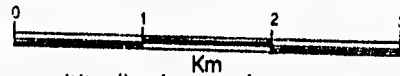
La cobertura del bosque tropical caducifolio y la estructura litológica de las calizas, que es masiva, compacta y permeable, la pendiente mayor de 25°, ocasionan que la erosión fluvial sea débil y sólo puedan subsistir cursos de agua relativamente grandes, Strahler, A (1979), (Fig. 21). Algunos valles tienen control estructural y son profundos como las barrancas Tepehuateco con 220 m de profundidad, San Marcos con 300 m, al sur del río Balsas; y Petlachichilco con 300 m al norte.

Otras elevaciones menores son el Picudo con 1100 msnm, Güeytepec con 1050 msnm, Tecorral con 1100 msnm y Cacalotepec con 1200 msnm de origen volcánico del Terciario que presentan alto grado de disección.



Fig. 21. Elevaciones de calizas en la zona de montaña que presentan un control estructural en la formación de valles.

~ CURVA DE NIVEL



En resumen, las regiones morfológicas representan pisos altitudinales en la zona de estudio (Fig. 22). El valle intermontano tiene menor altitud y es una zona de acumulación fluvial; en el piedemonte predominan procesos erosivos, el límite entre éste y la montaña se puede apreciar con la ruptura de pendiente en la cota de 800 msnm; la montaña está compuesta por rocas calizas y vegetación de bosque tropical caducifolio por lo que la erosión es menor. La erosión que se da en las regiones morfológicas, en la zona, está en función principalmente del tipo de roca que predomina.

3.1.2. Análisis de la densidad de la disección

El análisis de la densidad de la disección permite identificar la relación entre la longitud de los talwegs y la superficie del terreno sobre el que se miden. Se utiliza en la comprensión de la dinámica de la corteza terrestre e indica la predisposición del relieve a desarrollar procesos erosivos, (García, R. 1993).

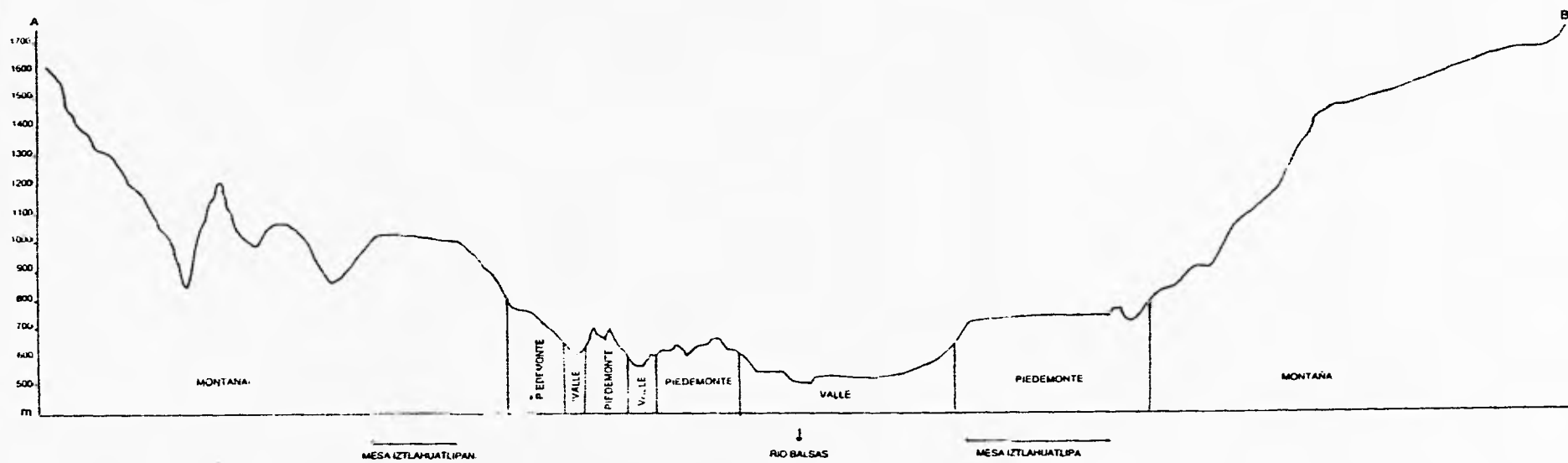
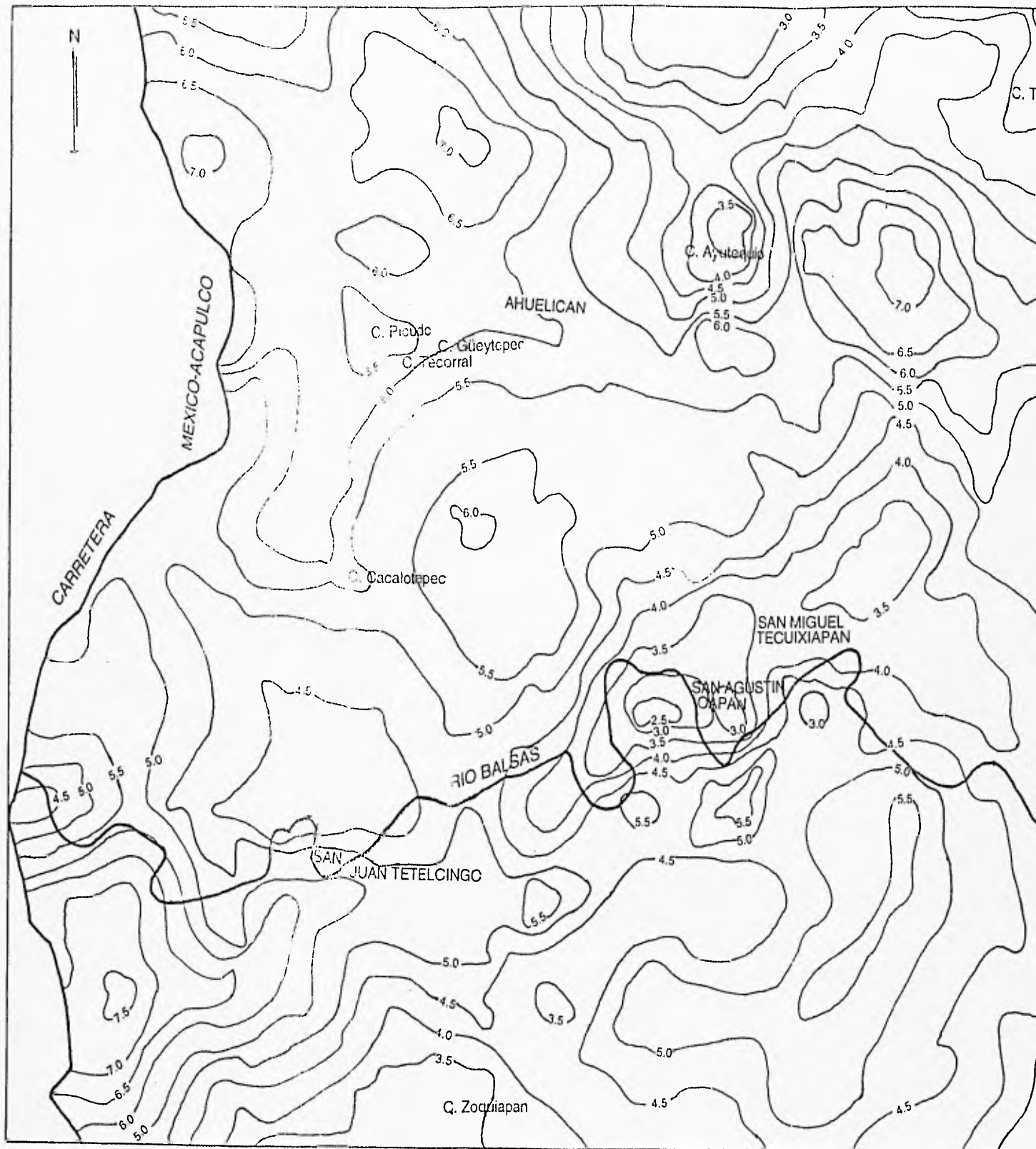


Fig. 22 Perfil transversal A - B que representa las altitudes de las regiones morfológicas

La densidad de la disección también está en relación con el tipo de roca, siendo mayor en las poco resistentes y menor en las de mayor dureza, por ejemplo, al NW de la zona de estudio se encuentran conglomerados volcánicos, coincidiendo con valores altos (6.0 a 7.5 km/km²) y gran actividad agrícola; la pendiente facilita el escurrimiento, por lo que en San Agustín Oapan donde la pendiente es de 0° a 3° los valores son bajos (2.5 a 4.5 km/km²), al sur donde las rocas son calizas y existe abundante cobertura vegetal también son bajos. Otro factor son las setructuras como fallas y fracturas que ofrecen condiciones para el desarrollo de talwegs, Fig. 23.

Para la elaboración de este mapa se tomaron los criterios propuestos por Lugo H. (1988), que consisten en:

- Marcar sobre el mapa topográfico a escala 1: 50 000 los talwegs a partir de la configuración de las curvas de nivel.
- Dividir el mapa en superficies de 4 km², este criterio se tomó con base a la metodología utilizada en García R. (1993). El siguiente paso fue medir la longitud total de los talwegs en cada una de las áreas, con la ayuda de un curvímetro. El valor obtenido se dividió entre el de la superficie, anotándose el resultado en el centro de cada cuadrícula.
- Interpolar los valores obtenidos en forma horizontal, vertical y diagonal, para obtener datos complementarios.





18° 05' Fig. 23 MAPA DE DENSIDAD DE LA DISECCION

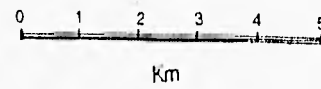
50 ISOLINEAS QUE REPRESENTAN Km/Km²

VALORES

2.5 a 4.5 Km/Km² BAJOS

4.5 a 6.0 Km/Km² MEDIOS

6.0 a 7.5 Km/Km² ALTOS



17° 52'
99° 20'

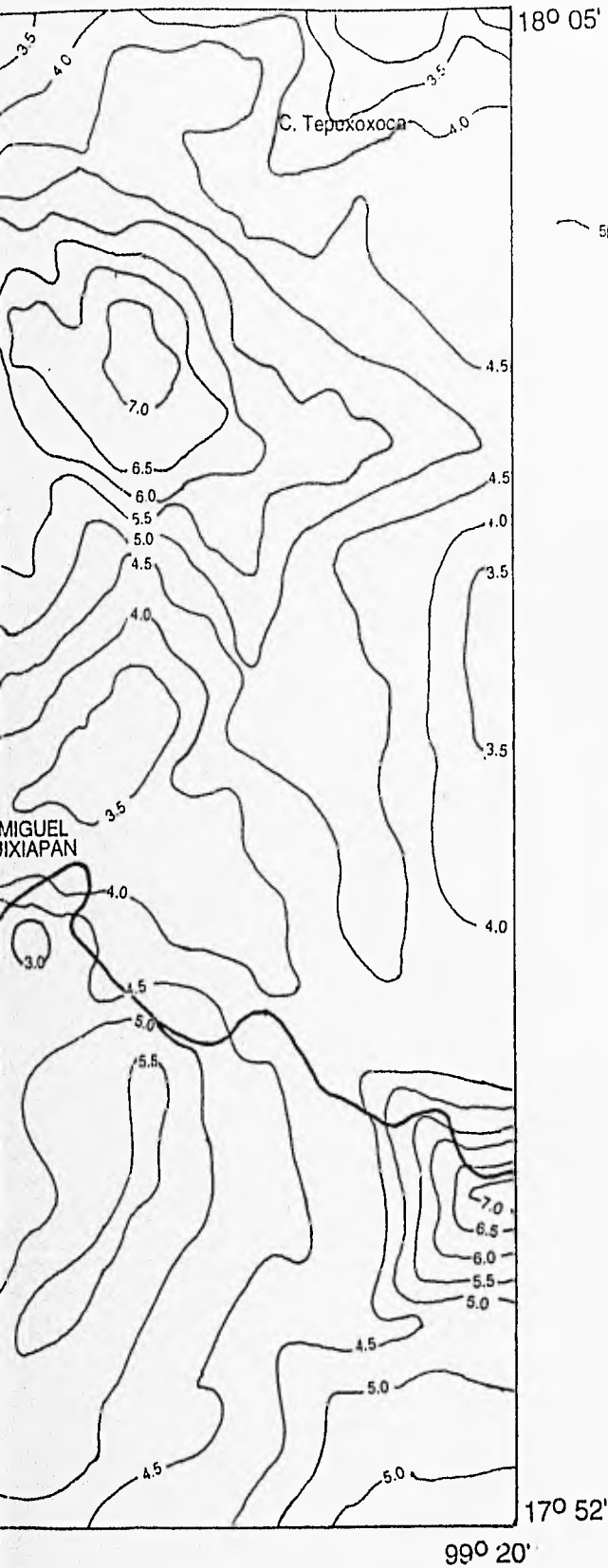
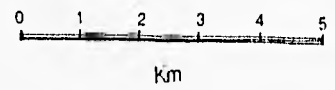


Fig. 23 MAPA DE DENSIDAD DE LA DISECCION

ISOLINEAS QUE REPRESENTAN Km/Km²

VALORES

- 2.5 a 4.5 Km/Km² BAJOS
- 4.5 a 6.0 Km/Km² MEDIOS
- 6.0 a 7.5 Km/Km² ALTOS



- Con los datos obtenidos se configurar isolíneas, el trazo final se realizó con apoyo de la carta topográfica escala 1:50 000, a fin de modificar algunos trazos de acuerdo a la morfología de la zona, Fig. 23.

- De los rangos obtenidos el mayor es de 7.5 km/km² y el menor de 2.5 km/km², el intervalo entre las isolíneas es de 0.5 km/km² , teniendo así 12 rangos que aparecen en la Fig. 23.

- Descripción del mapa de densidad de la disección

Los *valores bajos* (2.5 a 4.5 km/km²) se encuentran en las partes de menor altitud donde la pendiente oscila de 0° a 3° (Fig. 23), se localiza el valle intermontano del río Balsas, que es una zona de acumulación donde hay desarrollo de terrazas fluviales, abanicos aluviales y rampas de depositación. La litología corresponde a conglomerados calizos y volcánicos y areniscas tobáceas. Los cauces al encontrar su nivel de base local son más amplios pero menos numerosos.

También se presentan al norte en la laguna de Zoquiapan donde existe una zona acumulativa con una altitud de 900 m que es menor con respecto a la que tienen las elevaciones que la rodean, 1000 y 1100 msnm , es decir, representa una depresión relativa que se destina a la actividad agrícola.

Se encuentran también valores bajos al NE y SW de la zona de estudio, son las elevaciones de mayor altitud, están compuestas por calizas y dolomías que son resistentes a la erosión, las laderas son suaves con un ángulo de inclinación

menor a 20° , esto se observa en la configuración redondeada de las curvas de nivel, Fig. 21.

Los *valores medios* (4.5 a 6.0 km/km²) coinciden en general con el piedemonte que tiene una altitud de 600 a 800 m (Fig. 23). Se distribuyen al sur en las cercanías de los poblados de San Juan Tetelcingo y San Agustín Oapan, en las laderas norte de algunas elevaciones como por ejemplo la mesa Iztlahuatlipan. Estos valores se presentan en varios tipos de roca aunque coinciden con mayor frecuencia en conglomerados calizos, areniscas, limolitas, y areniscas tobáceas, de las formaciones geológicas Balsas y Oapan respectivamente; en estos materiales ha sido mayor la insición que el número de cauces.

Los *valores altos* (6.0 a 7.5 km/km²) coinciden con el sinclinatorio Valerio Trujano al SW, con la barranca de Axixtla al SE, y con el poblado de Ahuelicán al norte (Fig. 23). Estas tres regiones corresponden a la Formación Mexcala, compuesta por conglomerados calizos, yeso, lutita y arenisca, materiales deleznable poco resistentes a la erosión lo que favorece un mayor número de talwegs y circos erosivos. Asimismo, en las elevaciones Tecorral, Picudo y Güeytepec de composición andesítica. Esta unidad representa el volcanismo más antiguo de la región, que junto con la Formación Tetelcingo (brecha piroclástica, tobas y lavas) son materiales susceptibles a la erosión.

En el área de estudio los valores que predominan son los medios (4.0 a 6.0 km/km²) que se encuentran sobre conglomerados de caliza, arenisca y limolita; y areniscas tobáceas; de las Formaciones Balsas y Oapan; tienen mayor extensión en la zona de estudio. Los valores bajos (2.5 a 4.0 km/km²) se localizan en el valle intermontano el cual es una zona de acumulación, así como en elevaciones

de calizas y dolomías donde el tipo de roca y cubierta vegetal contribuyen a que la densidad de la disección sea baja. En tanto que los altos (6.0 a 7.5 km/km²) se encuentran sobre el volcanismo antiguo de la Formación Tetelcingo y de la Andesita Buenavista que debido al tipo de material tienen un alto grado de disección, sucede lo mismo con los conglomerados calizos de la Formación Mexcala los cuales son materiales susceptibles a la erosión.

3.1.3. Análisis de la profundidad de la disección

El análisis de la profundidad de la disección junto con el de la densidad permite describir en forma más completa el trabajo realizado por la erosión fluvial, ya que, muestra el valor del corte vertical de los ríos y el grado de erodabilidad del relieve. La profundidad de la disección es resultado de las condiciones litológicas, estructurales, tectónicas y climáticas (García R. 1993).

Los valores mínimos y máximos están en relación con las características de las rocas, pendiente, vegetación y la carga de las corrientes; por lo que los primeros son frecuentes en zonas planas, y los segundos en montañas. De los elementos anteriores, el más relevante es la estructura geológica. Este parámetro permite establecer las etapas evolutivas de la región, zonificar procesos atendiendo a su intensidad e incluso inferir la presencia de fallas. Para su elaboración se utilizó la siguiente técnica:

- En el mapa topográfico a escala 1:50 000 se marcaron los talwegs, tanto impresos como inferidos tomando en cuenta la configuración de las curvas de nivel.

- El mapa se dividió en áreas que cubren una superficie de 1 km², para obtener el corte representativo de cada una.

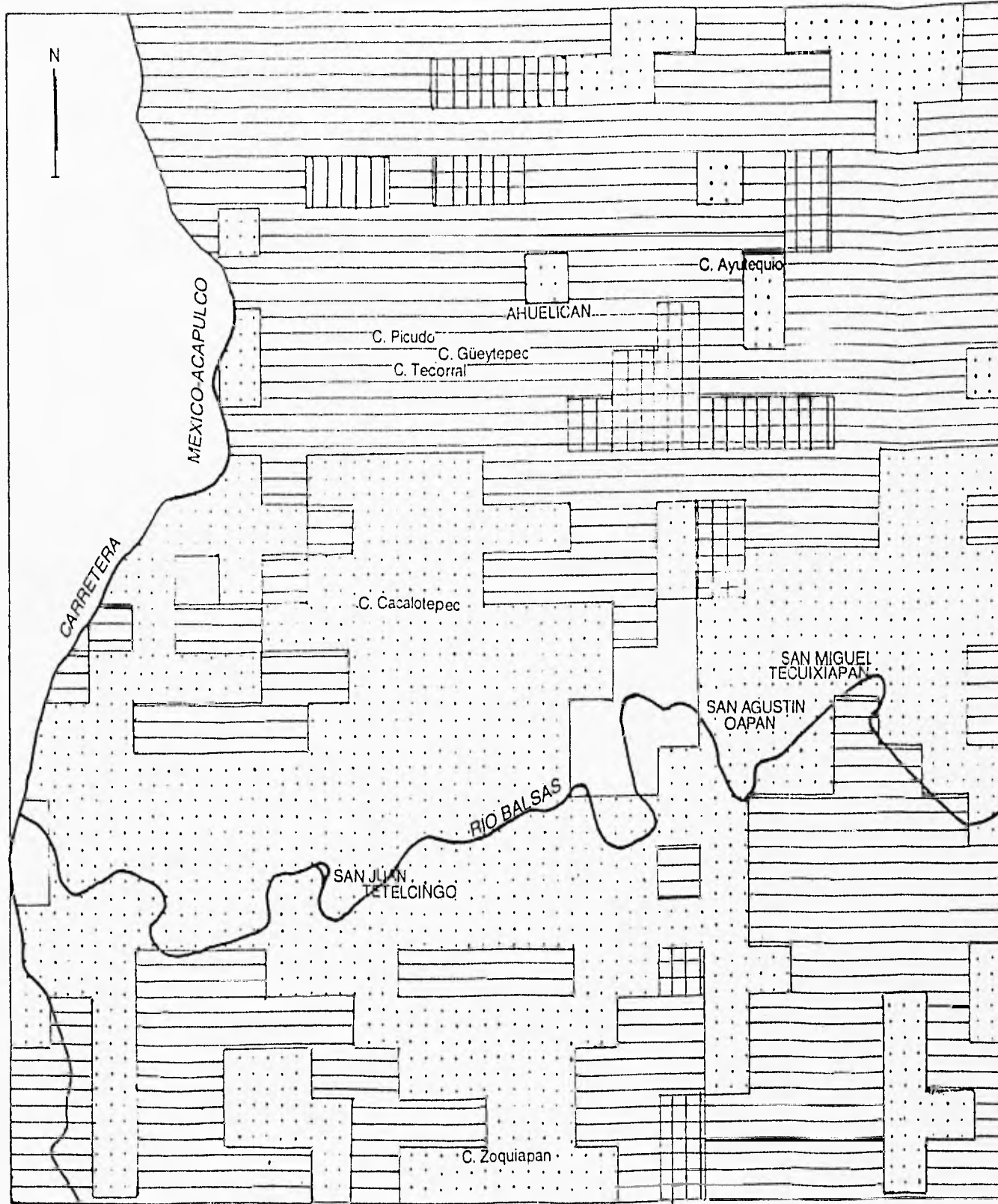
- Con el corte representativo se procedió a medir la profundidad de disección en base a la equidistancia de las curvas de nivel. Se anotó el dato correspondiente en el centro de cada superficie.

- Las áreas se unieron de acuerdo al valor de cada una en función de los siguientes rangos: 1 - 10 m; 11 - 20 m; 21 - 30 m; 31 - 40 m; 41 - 50 m; 51 - 60 m; > a 60 m, Fig. 24.

- Descripción del mapa de Profundidad de la Disección

Los *valores altos* (31 a 60 m) de profundidad de la disección (Fig. 24), tienen una extensa distribución al norte y sur de la zona de estudio. Se localizan en el piedemonte y montaña donde la litología es diversa, corresponde a los conglomerados calizos, volcánicos y areniscas tobáceas de las formaciones Oapan, Balsas y Tetelcingo, sin embargo, también llegan a localizarse sobre calizas, lutitas y limolitas de la Formación Mexcala.

La mayor profundidad (51 a 60 m), (Fig. 24) se localiza al norte de San Agustín Oapan donde la morfología corresponde a los barrancos y circos erosivos activos que se han desarrollado sobre areniscas tobáceas, debido a la erosión vertical que ha dejado al descubierto los conglomerados rojos de la Formación Balsas. La erosión también se ve favorecida por la falta de cobertura vegetal, ya que esta zona ha sido utilizada para la agricultura y el pastoreo.



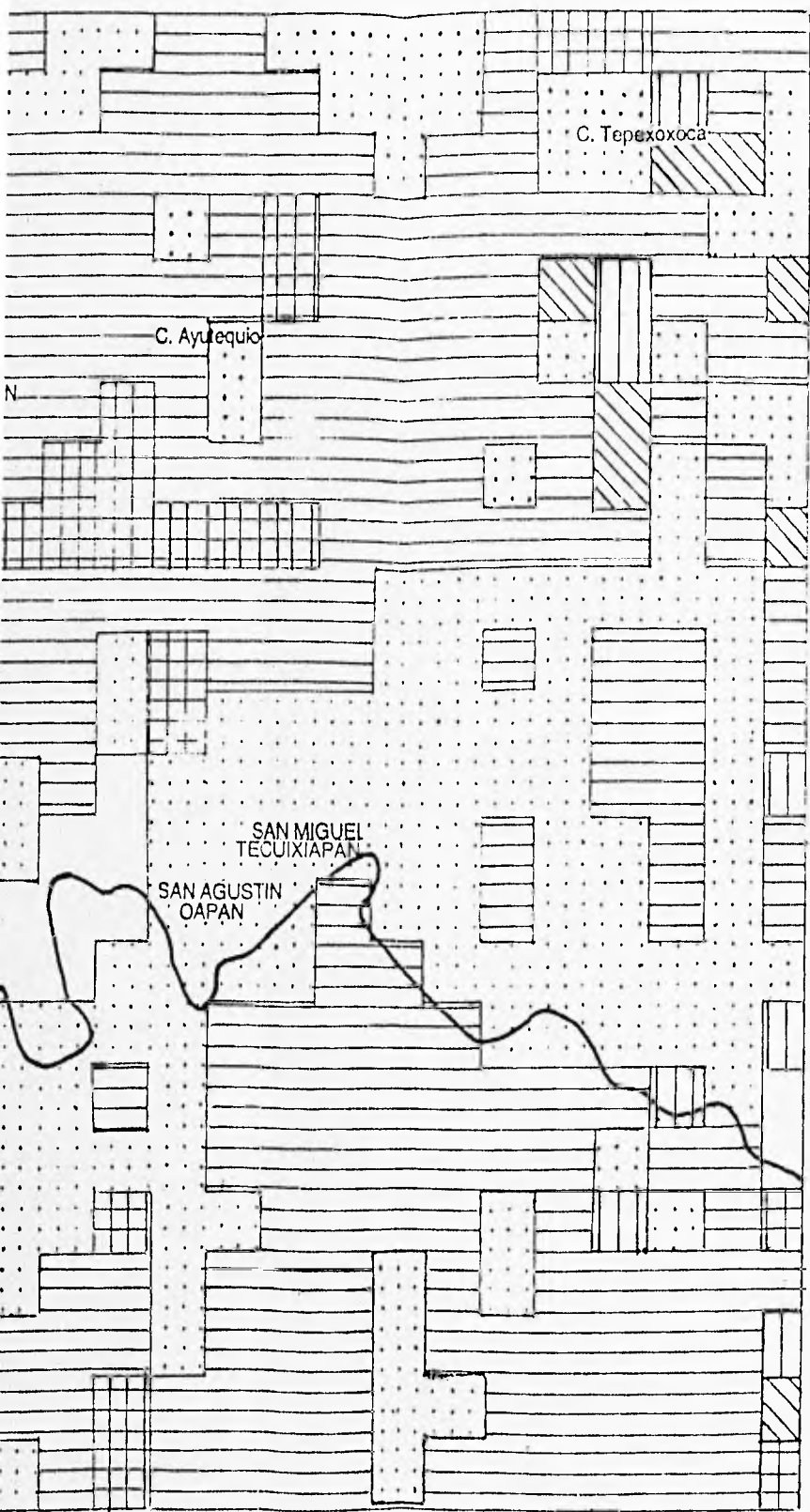
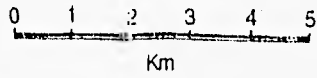
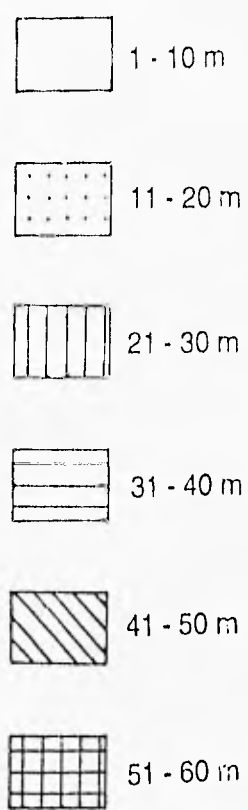
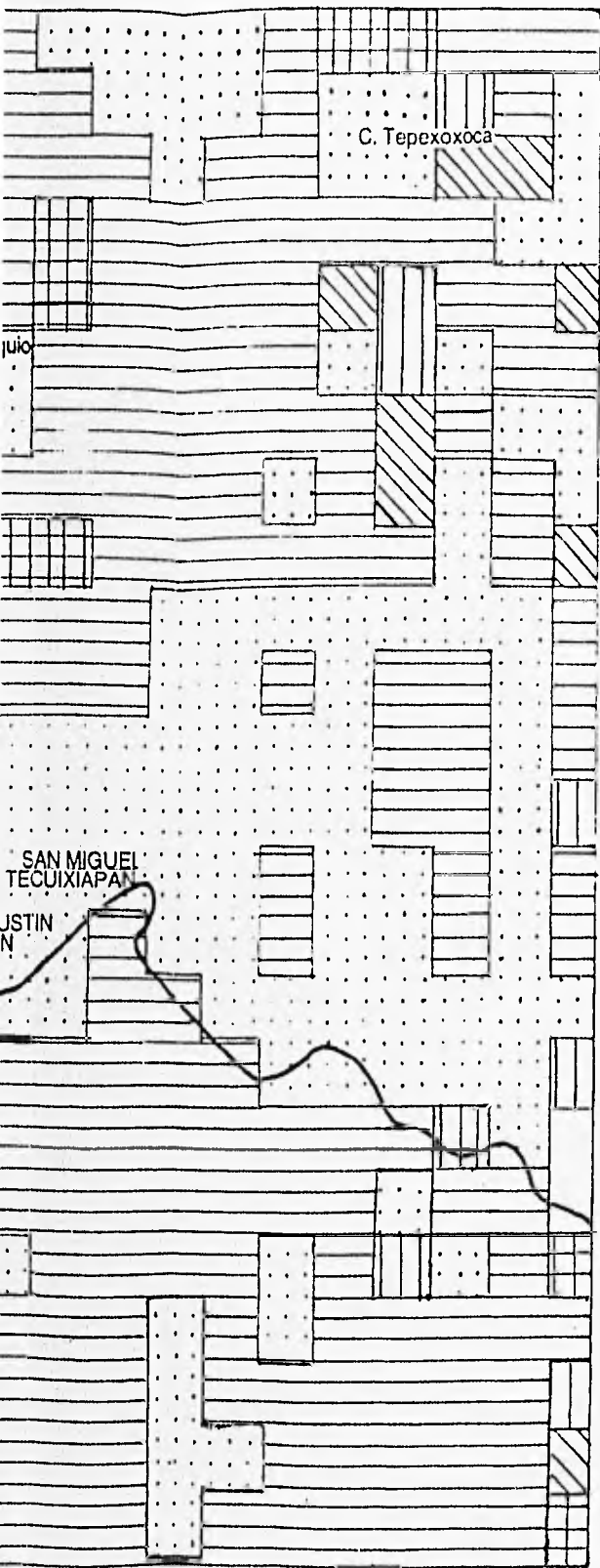


Fig. 24 MAPA DE PROFUNDIDAD DE LA DISECCION

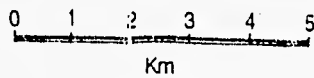
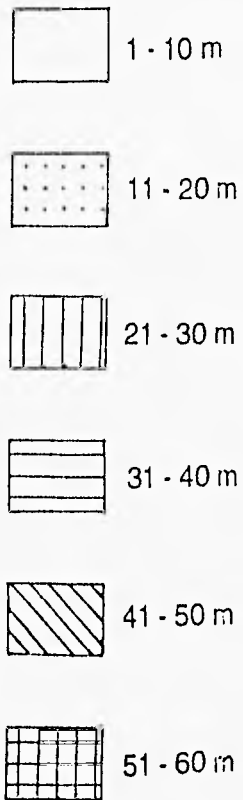


99° 20'



18° 05'

Fig. 24 MAPA DE PROFUNDIDAD DE LA DISECCION



17° 52'
99° 20'

Al norte y sur, estos valores se encuentran sobre pequeñas elevaciones de limolita y calizas que forman parte de la Formación Mexcala.

Los *valores medios*, (11 a 30 m), (Fig. 24) se distribuyen a lo largo de la llanura aluvial siendo los de 11 a 20 m los más representativos y de mayor extensión al norte del río, donde se encuentra la parte más extensa del valle intermontano, es la zona de acumulación con pendiente suave y valores bajos de densidad de la disección 2.5 km/km^2 , en general, la pendiente de esta zona es de 0° a 25° . También se encuentran en pequeñas extensiones de las montañas calizas de la Formación Morelos, donde la pendiente llega a ser mayor de 25° .

Los *valores bajos*, (1 a 10 m), (Fig. 24) se ubican sobre el río Balsas en una pequeña porción en el poblado Valerio Trujano y al oeste del poblado de San Agustín Oapan, la litología corresponde a aluvión y depósito de terrazas, la pendiente no es mayor de 3° , por lo que es una zona de acumulación donde la erosión vertical es menor.

Se puede señalar que la profundidad de la disección en la zona se encuentra directamente vinculada con la litología y la cubierta vegetal, no así con estructuras geológicas como fallas. Los valores altos se relacionan con la presencia de circos erosivos activos, zonas de lavado laminar, laderas superiores de valle y superficies de divisoria con cimas agudas, donde el basamento litológico es susceptible a la erodabilidad.

Los valores bajos de densidad y profundidad de la disección coinciden sólo en las partes de menor altitud como en San Agustín Oapan, que es una región de depósito donde se presentan terrazas y abanicos aluviales.

3.2. Perfiles geomorfológicos

El análisis de los perfiles geomorfológicos tiene como objetivo relacionar los elementos del relieve que resultan correlativos entre los factores endógenos (tectónicos) y exógenos (denudatorio-erosivos). Kostenko, N. (1975), menciona que los perfiles permiten evaluar el cambio en la velocidad de la erosión, condicionada por la tectónica, así como, una serie de características del desarrollo de formas estructurales positivas y negativas en el relieve.

3.2.1. Criterios de elaboración

Kostenko, N. (1975), distingue dos tipos de perfiles de acuerdo con su disposición en plano: longitudinales, que siguen la dirección del levantamiento, y transversales, perpendiculares al eje principal de las formas estructurales.

Los perfiles longitudinales permiten conocer las estructuras originadas por levantamiento y distribución de las áreas de mayor actividad tectónica, así como, la relación que guardan con los procesos exógenos: erosivo-denudatorio-acumulativo, (Ortiz P. 1990).

Los perfiles transversales tienen como objeto registrar el número, amplitud y profundidad de los cortes erosivos fluviales, reconocer el origen de las rupturas de pendiente en relación con movimientos tectónicos recientes, y caracterizar la morfología de las superficies de parteaguas por su expresión geométrica (Ortiz P. 1990).

Los criterios para la elaboración son los siguientes:

En la confección de perfiles geomorfológicos la escala vertical se exageró diez veces, ya que, como menciona Ortiz P. (1990), esto se hace con el fin de destacar los elementos del relieve de escasa amplitud vertical. Asimismo, Kostenko, N. (1975), señala que una elección correcta de la escala permite un mejor estudio de deformaciones tectónicas en el relieve, y el carácter de su disección. La escala horizontal no se modificó.

La selección de la traza de perfiles se realizó en función de características geológico-geomorfológicas, distribución y disposición altitudinal del relieve, frecuencia y concentración de rupturas de pendiente en laderas.

Para el análisis conjunto de los perfiles se consideraron los siguientes elementos: geología, densidad y profundidad de la disección.

La geología permite destacar la relación entre litología y formas del relieve; la densidad y profundidad de la disección sirven para diferenciar rupturas de pendiente que responden a la resistencia del material e identificar aquéllas que se relacionan con la tectónica.

3.2.2. Descripción

a) **Perfiles Longitudinales (A - A', B - B')**. Se presentan dos perfiles longitudinales en la zona, corresponden a la región de montaña al N y al S a través de la línea divisoria de las aguas, Fig. 25.

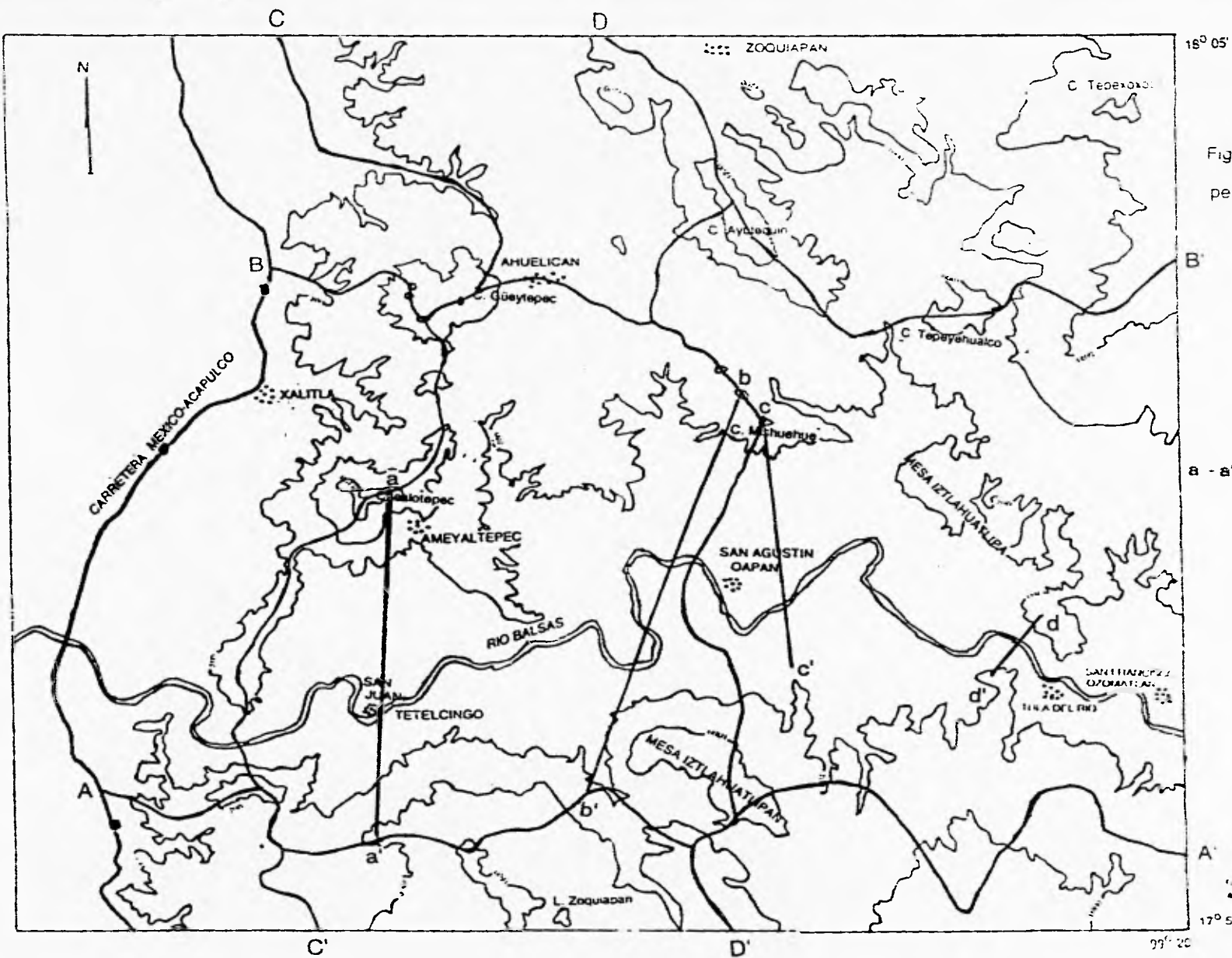


Fig. 25 Trayectoria de los perfiles geomorfológicos:

- Longitudinales
- A - A'; B - B';
- Transversales
- C - C'; D - D';
- a - a'; b - b'; c - c'; y d - d

El perfil de la zona de montaña **A - A'** (Fig. 26), se extiende de oeste a este , reconociéndose cinco bloques limitados por valles, con una profundidad de 100 m, 440 m, 120 m, y 80 m. La sección **a** está formada por dos estructuras (**a1** y **a2**). En la estructura **a1**, (Fig. 26), se presentan tres valles con profundidades menores a 60 m y pequeñas elevaciones de rocas calizas, lutitas y areniscas calcáreas, la densidad de la disección es la más alta 7.5 Kkm/km². La sección **a2** (Fig. 26), es una estructura mesiforme compuesta por depósitos de areniscas tobáceas que subyacen a una capa de travertino más resistente que originan erosión diferencial, con una densidad de la disección alta de 6.0 a 6.5 km/km². En relación con la clasificación de estabilidad relativa de las estructuras en bloques, las secciones se clasifican en estables e inestables, así como de transición hacia uno y otro; la sección **a** es estable.

La sección **b** está formada por cuatro estructuras (Fig. 26) limitadas por valles profundos en "v" sobresaliendo las barrancas Tepehuatenco, Mazayolotepec y San Marcos con 200 m, 180 m, y 440 m de profundidad respectivamente, se originaron por plegamiento a que fueron sometidas las rocas calizas y dolomías durante el Cretácico Superior. Debido al tipo de roca los fluvios son largos, poco ramificados, con una densidad y profundidad de la disección medias de 4.0 a 4.5 km/km² y 20 m respectivamente, en las elevaciones y en los valles alta de 40 m. Las cimas son agudas. En la sección **b2**, se identifican tres estadios de disección fluvial que corresponden a circos erosivos inactivos y escarpas.

La sección **c** (Fig. 26), está formada por dos superficies de planación que corresponden a mesas, la litología es de areniscas tobáceas que subyacen al travertino más resistente, por lo que la erosión es diferencial. El sector **c1**, corresponde a la mesa Iztlahuatlipan limitada por escarpas, la mesa de la

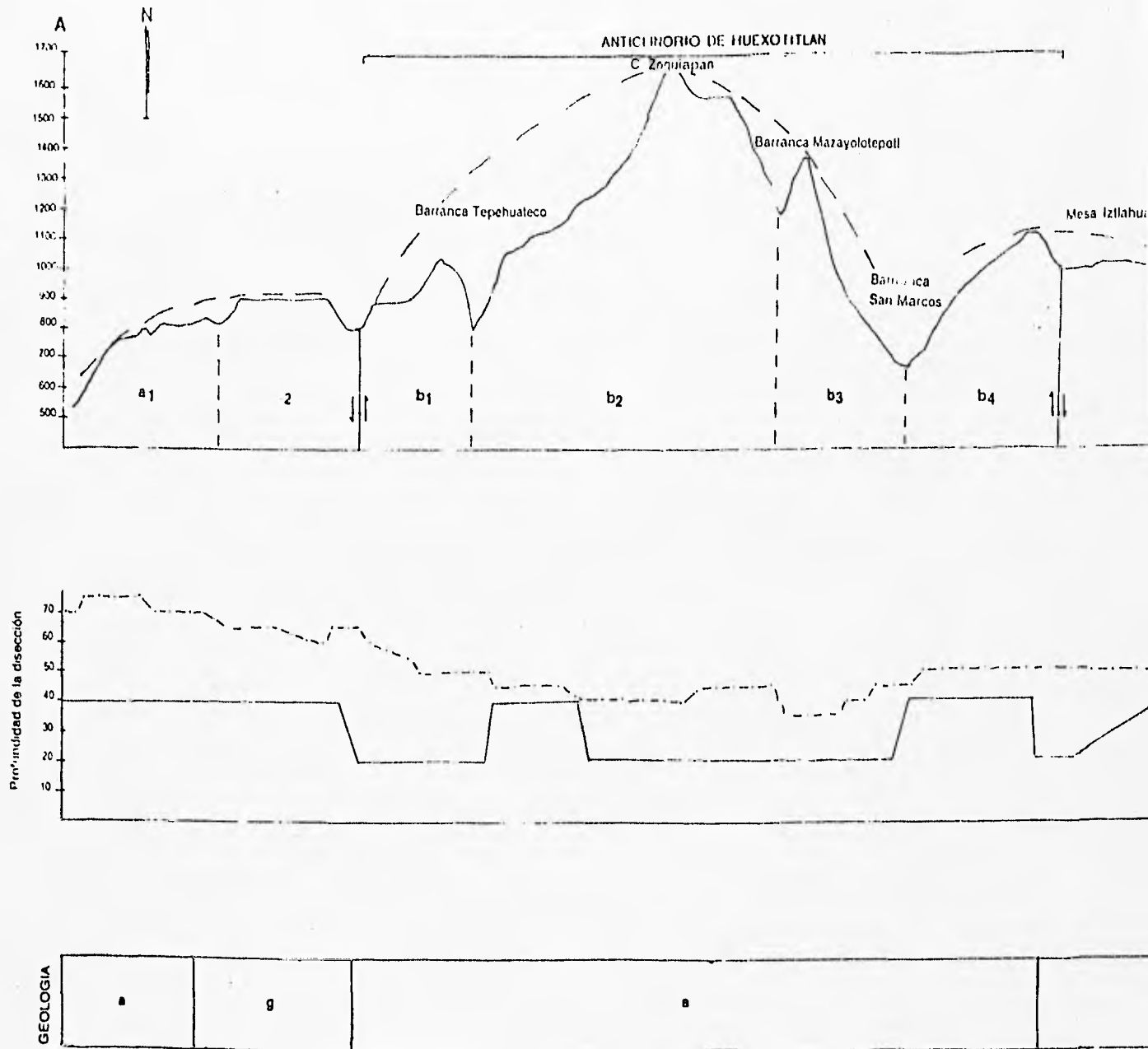
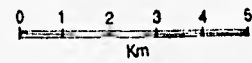
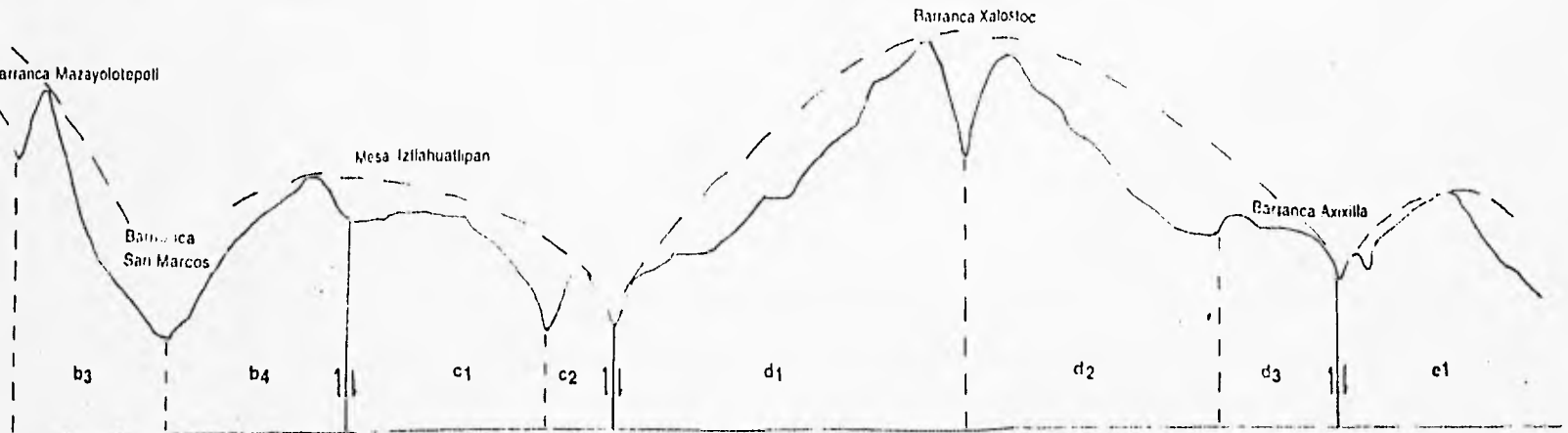


Fig. 26 Perfil longitudinal A - A'

KOTITLAN

ANTICLINORIO DE HUEXOTITLAN

A'

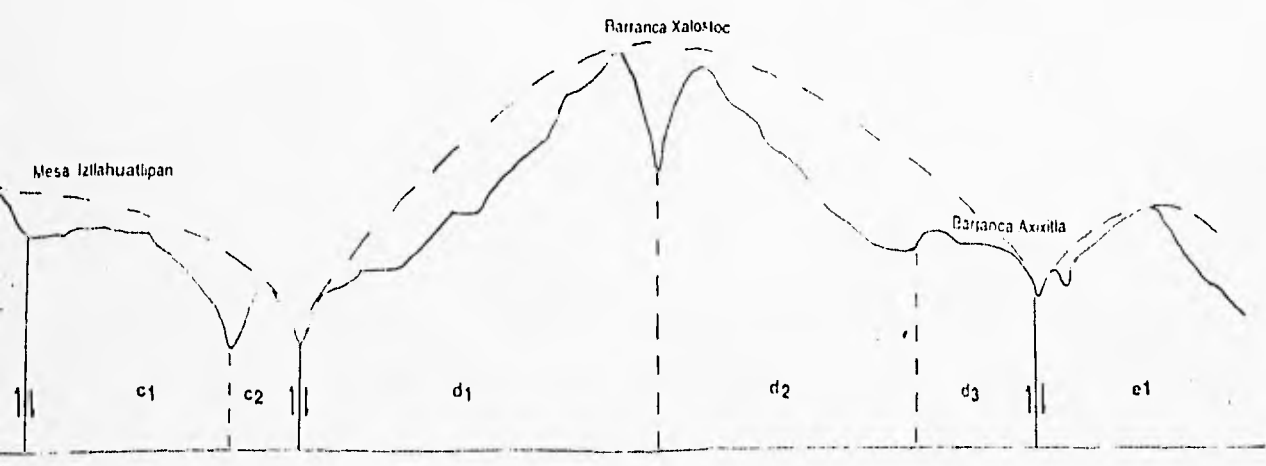


GEOLOGIA

- a) F. Morelos, calizas y dolomías
- b) F. Cuautla, calcarenita y limolita
- c) F. Mexcala, calizas y lutitas
- d) F. Tetelcingo, tobas y brechas volcánicas
- e) F. Balsas, conglomerados calizos
- f) Andesita Buenavista
- g) F. Oapan, areniscas tobáceas verdes
- h) Aluvión
- i) Conglomerado
- j) Depósito de terrazas

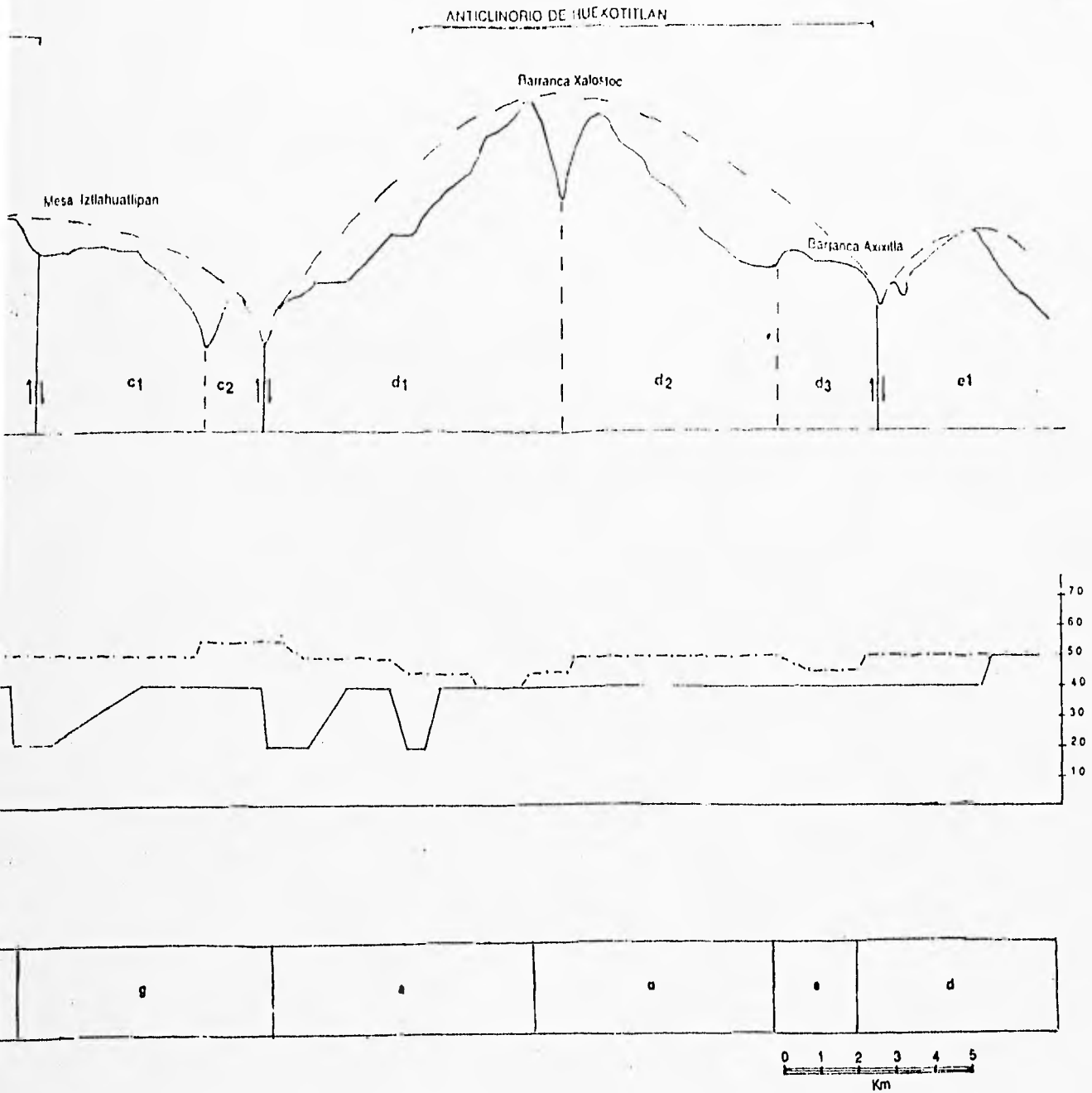
A'

ANTICLINORIO DE HUCXOTITLAN



- GEOLOGIA**
- a) F. Morelos, calizas y dolomías
 - b) F. Cuautla, calcarenita y limolita
 - c) F. Mexcala, calizas y lutitas
 - d) F. Tetelcingo, tobas y brechas volcánicas
 - e) F. Balsas, conglomerados calizos
 - f) Andesita Buenavista
 - g) F. Oapan, areniscas tobáceas verdes
 - h) Aluvión
 - i) Conglomerado
 - j) Depósito de terrazas

A'



GEOLOGIA

- a) F. Morelos, calizas y dolomías
- b) F. Cuautla, calcarenita y limolita
- c) F. Mexcala, calizas y lutitas
- d) F. Tetelcingo, tobos y brechas volcánicas
- e) F. Balsas, conglomerados calizos
- f) Andesita Buenavista
- g) F. Oapan, areniscas tobáceas verdes
- h) Aluvión
- i) Conglomerado
- j) Depósito de terrazas

estructura **c₂** se localiza entre valles simétricos de 120 m de profundidad, limitada por escarpas; ambas estructuras tienen un ligero basculamiento hacia el occidente. La mesa **c₁** tiende a ser baja inestable y la **c₂** es estable.

En la sección **d**, se presenta con tres estructuras (Fig. 26); la **d₁**, corresponde a una elevación de cima aguda de rocas calizas, limitada por valles en "v", con profundidad de 120 m y 320 m; en la vertiente occidental se presentan cuatro estadios de disección que corresponden a escarpas que evidencian el tectonismo que dio origen al Anticlinorio Huexotitlan en el Cretácico Superior, esta estructura tiende a los altos inestables. La **d₂** es una elevación menor de brechas volcánicas de cima redondeada, presenta dos estadios de disección. La **d₃** es una estructura de cima redondeada de conglomerados calizos.

La sección **e** (Fig. 26), está conformada por brechas volcánicas que corresponden a dos elevaciones, la de menor altitud está limitada por valles de 80 y 60 m de profundidad, su cima es aguda; la segunda es de cima redondeada, es una estructura estable.

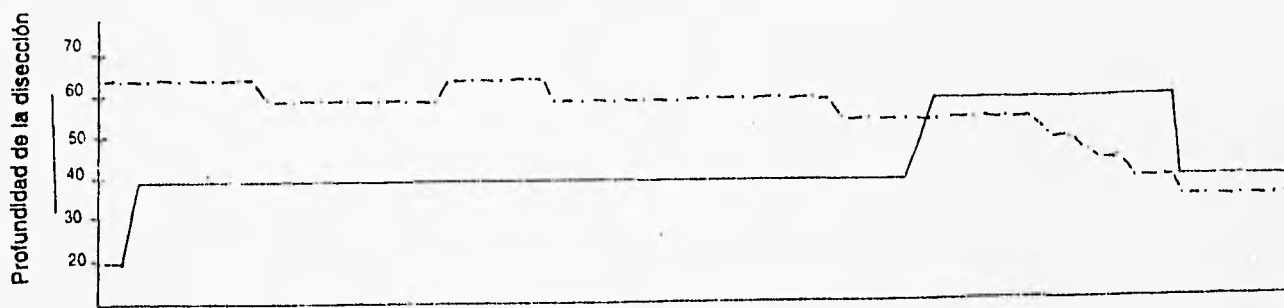
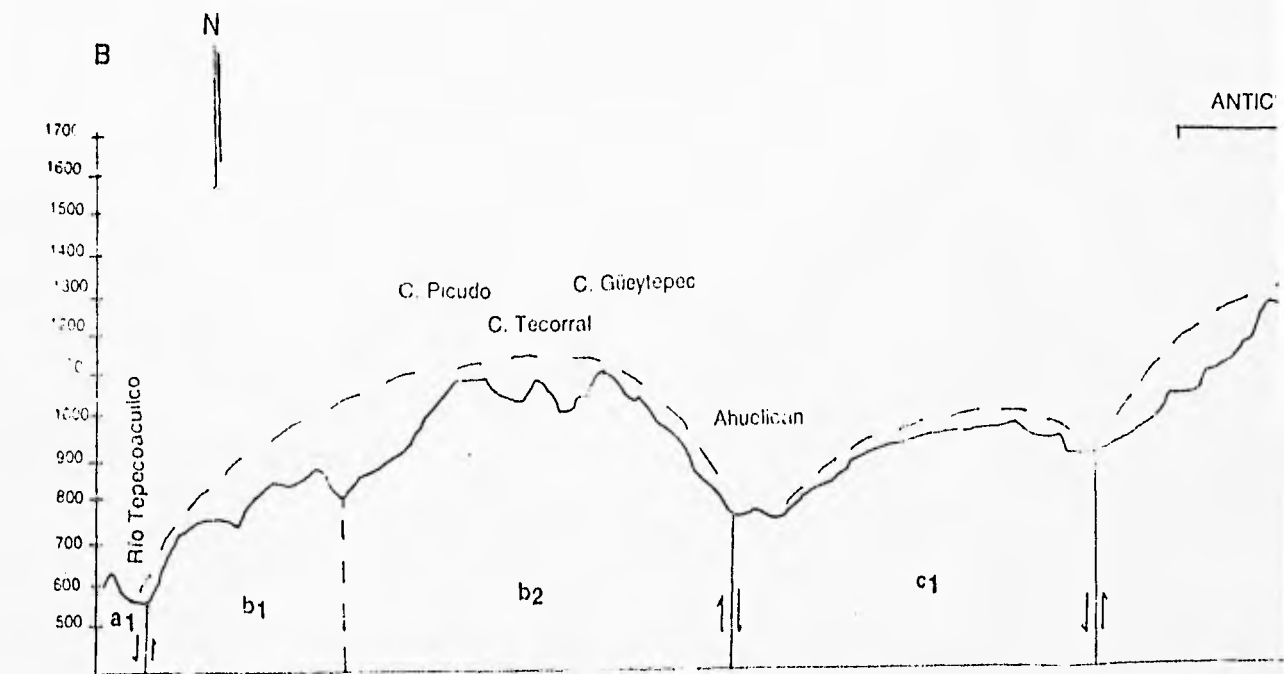
A manera de resumen se puede decir que en el perfil **A - A'** se presentan cinco secciones diferenciadas por niveles regionales de disección que se vinculan con los procesos de distensión del Cretácico Superior. Las rocas calizas han originado estructuras masivas, donde la erosión fluvial es menor, en las vertientes de estas elevaciones los estadios de disección están marcados por escarpas tectónicas. En los conglomerados calizos y volcánicos, las elevaciones son menores y se caracterizan por la presencia de mesas con erosión diferencial.

El perfil **B - B'** (Fig. 27), se extiende de oeste a este, en la zona de montaña, dividida en cinco secciones. La sección **a** corresponde al valle del río Tepecoacuilco que tiene una profundidad de 40 m, compuesta de material aluvial, atraviesa la zona de terrazas que por su tamaño no se observan en el perfil, sin embargo, se cartografiaron en el mapa geomorfológico.

La sección **b** está dividida en dos estructuras que corresponden a una caldera del volcanismo del Terciario. La región **b₁** representa el labio occidental del cráter de la caldera, está compuesta por tobas y brechas andesíticas de cimas redondeadas con tres superficies de planación, con una profundidad y densidad de la disección altas, de 40 m y 6.0 a 6.5 km/km² respectivamente, debido al tipo de roca que favorece la erosión fluvial.

La **b₂** representa el cráter y la ladera oriental de la caldera, se distinguen tres superficies de planación, dos cimas planas y una redondeada, que muestran rasgos erosivos intensos; la primera corresponde al domo volcánico que es el cerro Picudo; los siguientes Tecorral y Güeytepec indican el límite del cráter, que es la ladera oriental y presenta tres estadios de disección. La profundidad y densidad de la disección son altas, de 40 m y 6.0 a 6.5 km/km², respectivamente. La caldera se considera tectónicamente estable.

La sección **c** (Fig. 27), es una estructura compuesta por rocas deleznales, conglomerados calizos, areniscas tobáceas, andesitas y lutitas calcáreas, debido a que es una zona de lavado laminar la erosión es intensa, se observan cinco estadios de disección. La densidad de la disección es media de 5.5 km/km², la profundidad es la más alta de 60 m.

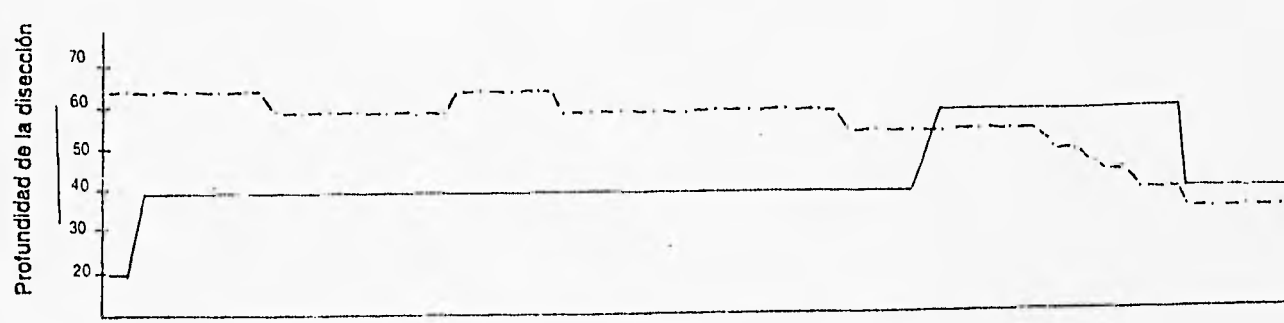
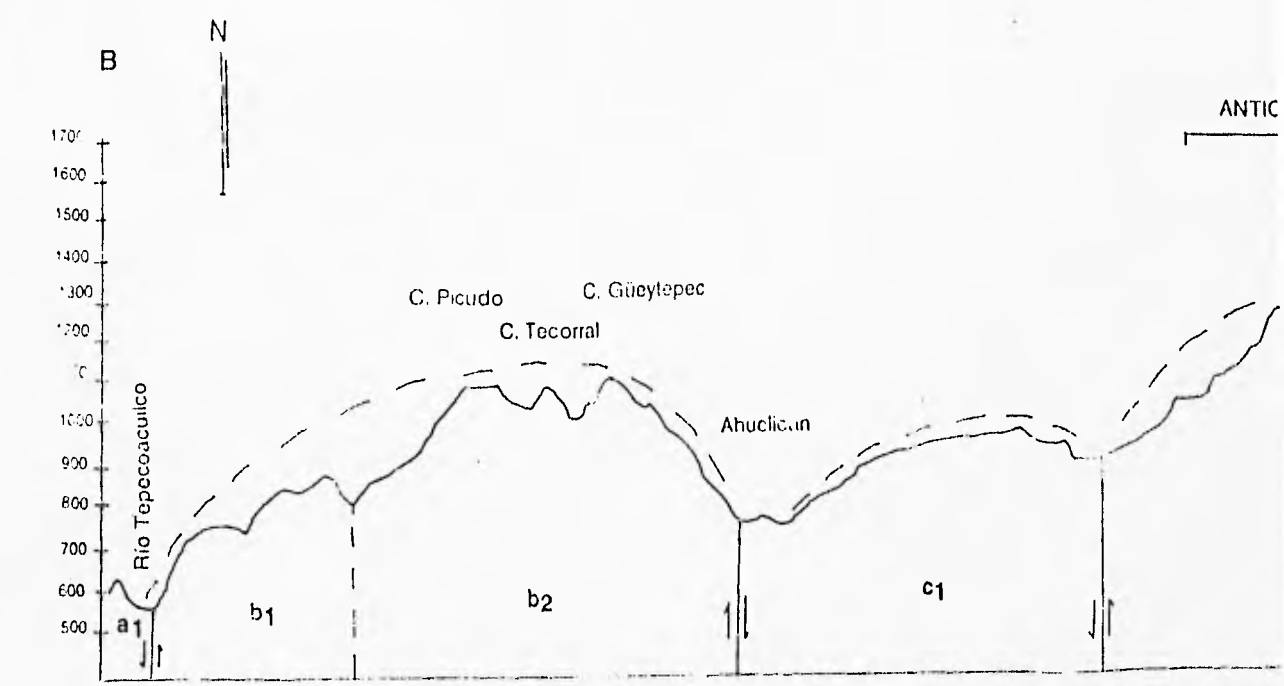


GEOLOGIA

h	d	f	e	f	g	f	c
---	---	---	---	---	---	---	---

- GEOLOGIA
- a) F. Morelos, calizas y dolos
 - b) F. Cuautla, calcarenita y l
 - c) F. Mexcala, calizas y lutit
 - d) F. Tetelcingo, tobas y br
 - e) F. Balsas, conglomerado
 - f) Andesita Buenavista
 - g) F. Oapan, areniscas tobá
 - h) Aluvión
 - i) Conglomerado
 - j) Depósito de terrazas

Fig. 27 Perfil longitudinal B - B'



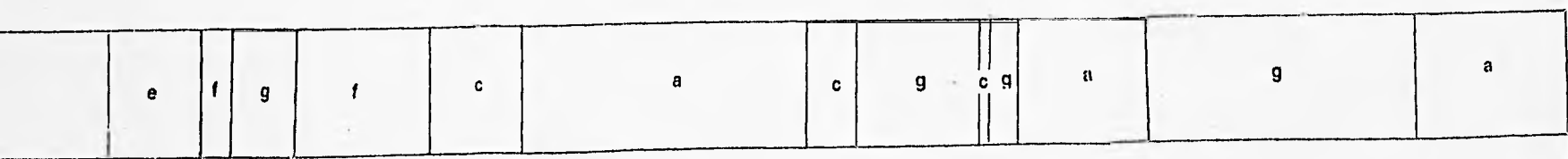
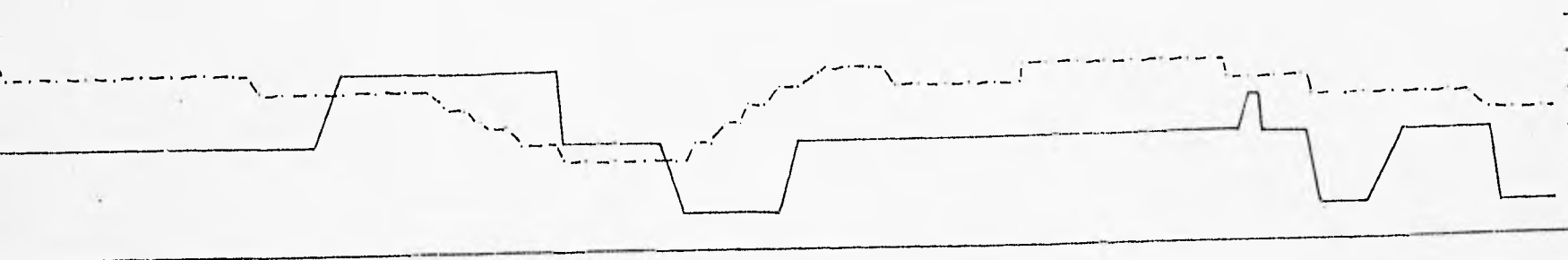
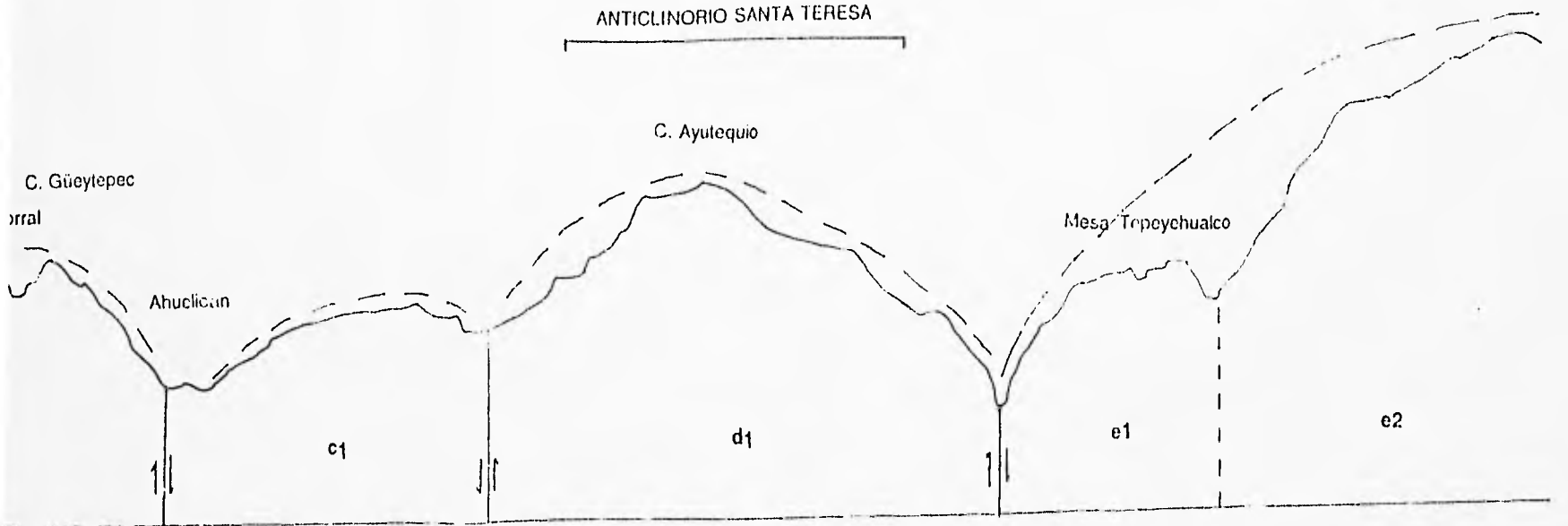
GEOLOGIA

h	d	f	e	f	g	f	c
---	---	---	---	---	---	---	---

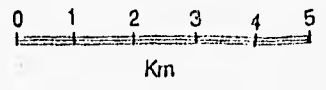
- GEOLOGIA
- a) F. Morelos, calizas y dol.
 - b) F. Cuautla, calcarenita y
 - c) F. Mexcala, calizas y lut.
 - d) F. Tetelcingo, tobas y br.
 - e) F. Balsas, conglomerado
 - f) Andesita Buenavista
 - g) F. Oapan, areniscas toba.
 - h) Atluvi6n
 - i) Conglomerado
 - j) Dep6sito de terrazas

Fig. 27 Perfil longitudinal B - B'

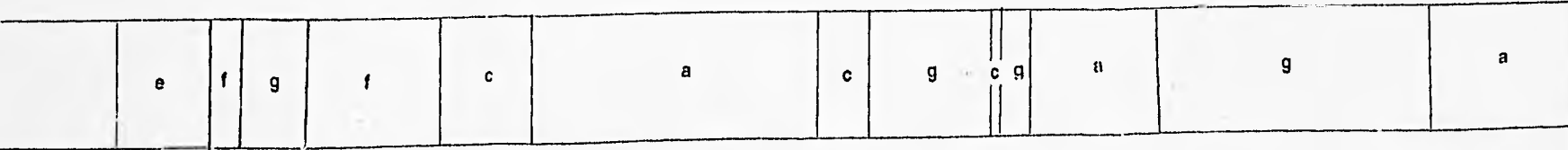
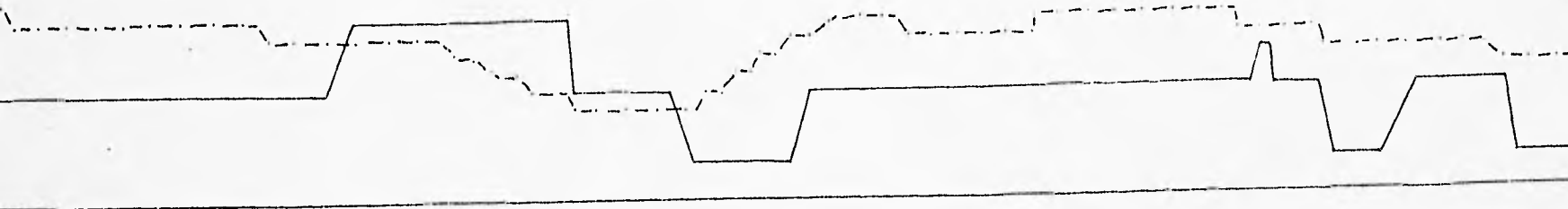
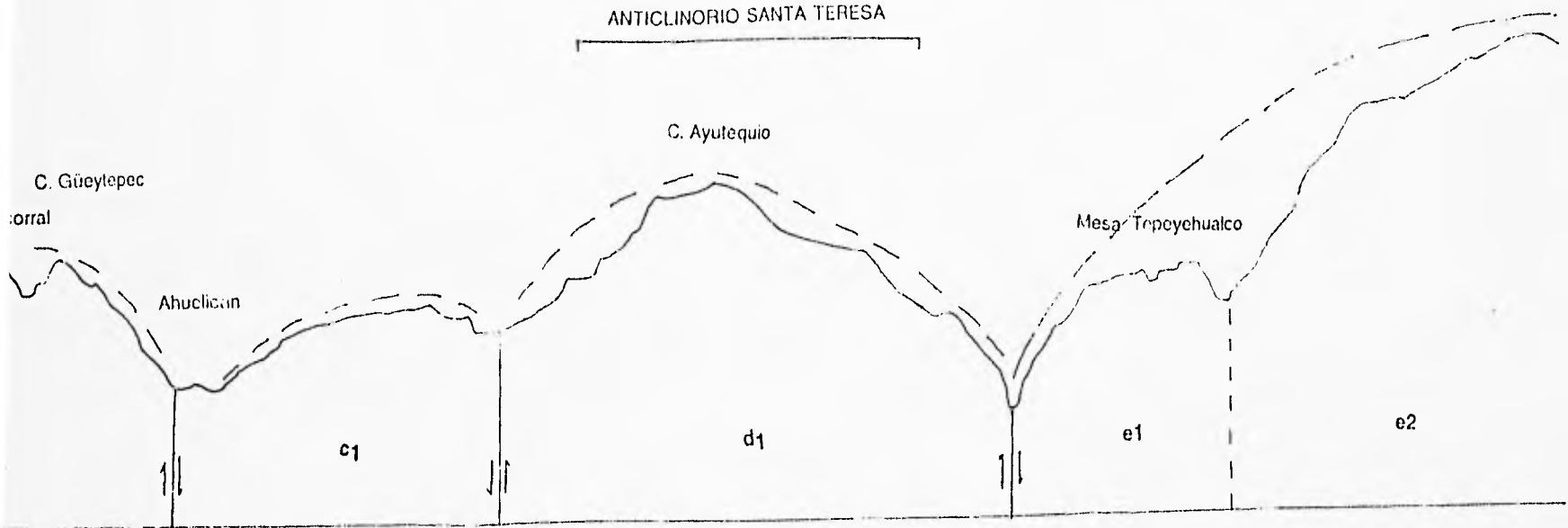
ANTICLINORIO SANTA TERESA



- GEOLOGIA**
- a) F. Morelos, calizas y dolomías
 - b) F. Cuautla, calcarenita y limolita
 - c) F. Mexcala, calizas y lutitas
 - d) F. Tetelcingo, tobas y brechas volcánicas
 - e) F. Balsas, conglomerados calizos
 - f) Andesita Buenavista
 - g) F. Oapan, areniscas tobáceas verdes
 - h) Aluvión
 - i) Conglomerado
 - j) Depósito de terrazas

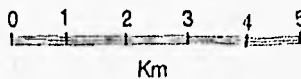


ANTICLINORIO SANTA TERESA



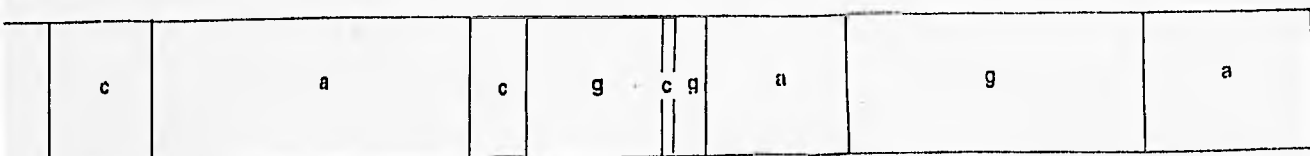
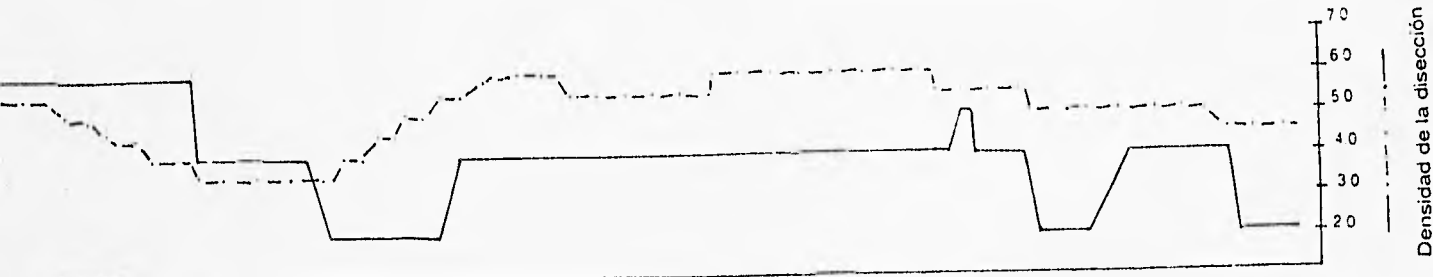
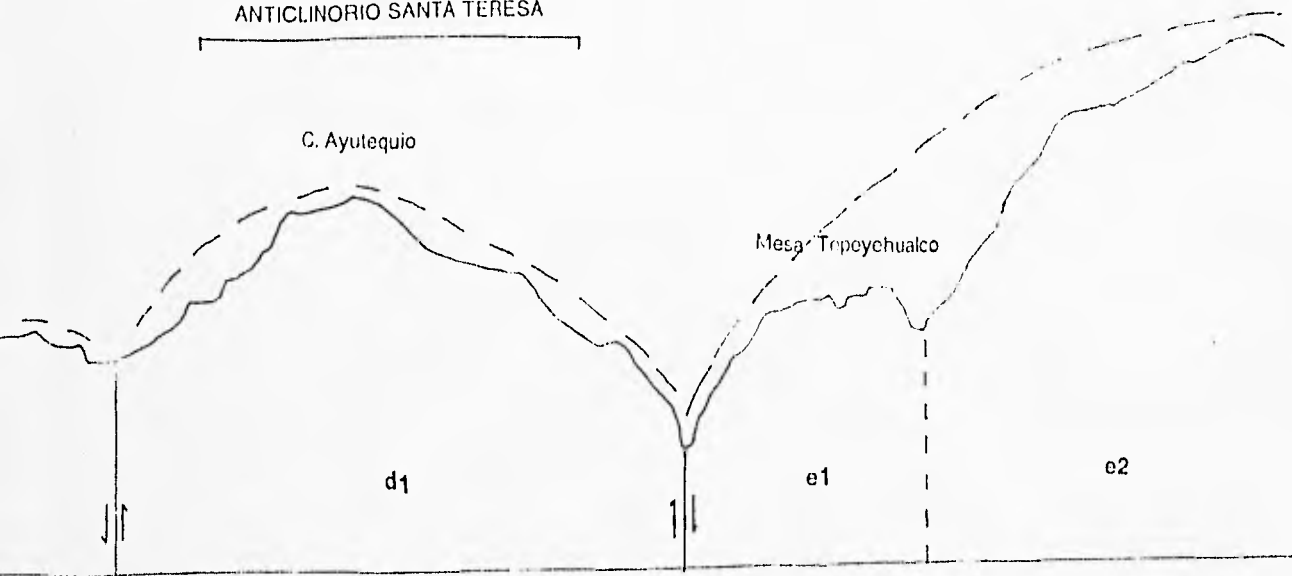
GEOLOGIA

- a) F. Morelos, calizas y dolomías
- b) F. Cuautla, calcarenita y limolita
- c) F. Mexcala, calizas y lutitas
- d) F. Tetelcingo, tobas y brechas volcánicas
- e) F. Balsas, conglomerados calizos
- f) Andesita Buenavista
- g) F. Oapan, areniscas tobáceas verdes
- h) Aluvión
- i) Conglomerado
- j) Depósito de terrazas

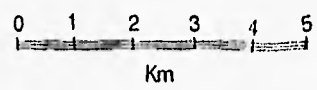


B'

ANTICLINORIO SANTA TERESA



- GEOLOGIA**
- a) F. Morelos, calizas y dolomías
 - b) F. Cuautla, calcarenita y limolita
 - c) F. Mexcala, calizas y lutitas
 - d) F. Tetelcingo, tobas y brechas volcánicas
 - e) F. Balsas, conglomerados calizos
 - f) Andesita Buenavista
 - g) F. Oapan, areniscas tobáceas verdes
 - h) Aluvión
 - i) Conglomerado
 - j) Depósito de terrazas



La sección **d** (Fig. 27), es una elevación que corresponde al Ayutequio (1320 msnm) del Anticlinorio Santa Teresa, limitada por valles de 140 m y 200 m de profundidad; está formada por calizas, dolomías, lutitas y areniscas tobáceas, éstas en la parte baja de la ladera oriental, en la cual se presentan dos zonas de planación. En esta ladera se localiza una mesa de calizas cretácicas, limitada por escarpas. En la occidental se observan tres escarpas, en ambas laderas estas rupturas de pendiente posiblemente pueden deberse al movimiento compresivo-distensivo que dio origen al Anticlinorio Santa Teresa en el Cretácico Superior. La densidad de la disección varía de acuerdo al tipo de roca, es baja de 3.5 km/km² en rocas calizas y sube a media 6.0 km/km² en las areniscas tobáceas; la profundidad es media de 20 m en las calizas y alta 40 m en las areniscas tobáceas.

La sección **e**, está dividida en dos estructuras (Fig. 27), delimitadas por valles con una profundidad de 200 y 80 m. El primero es simétrico y el segundo asimétrico. La estructura **e1** compuesta por calizas y dolomías está formada por dos zonas de planación que son las mesas Tepeyehualco y Teopatepec delimitadas por escarpas y circos erosivos inactivos que evidencian su origen tectónico. La profundidad de la disección es alta de 40 m y la densidad media de 6.0 km/km². Es una región tectónicamente estable.

La estructura **e2**, es una elevación de 1680 msnm, compuesta en su ladera occidental por areniscas tobáceas que presenta tres estadios de disección que en relación al tipo de roca y la evolución tectónica son originados por la erosión fluvial; la cima es redondeada de rocas calizas. La densidad y profundidad de la disección varían de acuerdo al tipo de roca: en las areniscas tobáceas la

densidad es media de 5.5 km/km^2 y la profundidad alta de 55 m; en las calizas éstos índices son medios de 4.5 km/km^2 y 20 m respectivamente.

En general el perfil **B - B'** se caracteriza por su composición litológica heterogénea, en las rocas del Terciario conglomerados calizos, areniscas tobáceas y andesitas, los procesos erosivo-denudatorios son intensos marcan los estadios de disección que representan zonas tectónicamente estables. En las regiones de rocas calizas cretácicas, la erosión fluvial es menos intensa con circos erosivos inactivos, las escarpas y estructuras mesiformes son de origen tectónico.

b) **Perfiles Transversales (C - C', D - D')** Se presentan dos perfiles transversales, el primero corresponde a la región occidental de la zona y el segundo a la oriental, Fig. 25.

El perfil transversal **C - C'** (Fig. 28), tiene una trayectoria S - N, se localiza al oeste de la zona. Se divide en seis secciones limitadas por valles; la sección **a** en tres estructuras; la **a₁** corresponde a una estructura de rocas calizas con cuatro superficies de planación, la primera con cima aguda y tres estructuras mesiformes, con 1140, 1100, 900 msnm, limitadas por valles en "v" de 40, 20, 80 m de profundidad. La densidad de la disección es media de 4.0 a 5.5 km/km^2 y la profundidad varía de alta 40 m a media de 20 m que se observa por los valles en "v" y los fluvios extensos, poco ramificados.

La estructura **a₂** es una mesa de 900 m de altitud, está compuesta por areniscas tobáceas que subyacen a una capa de travertino más resistente que origina

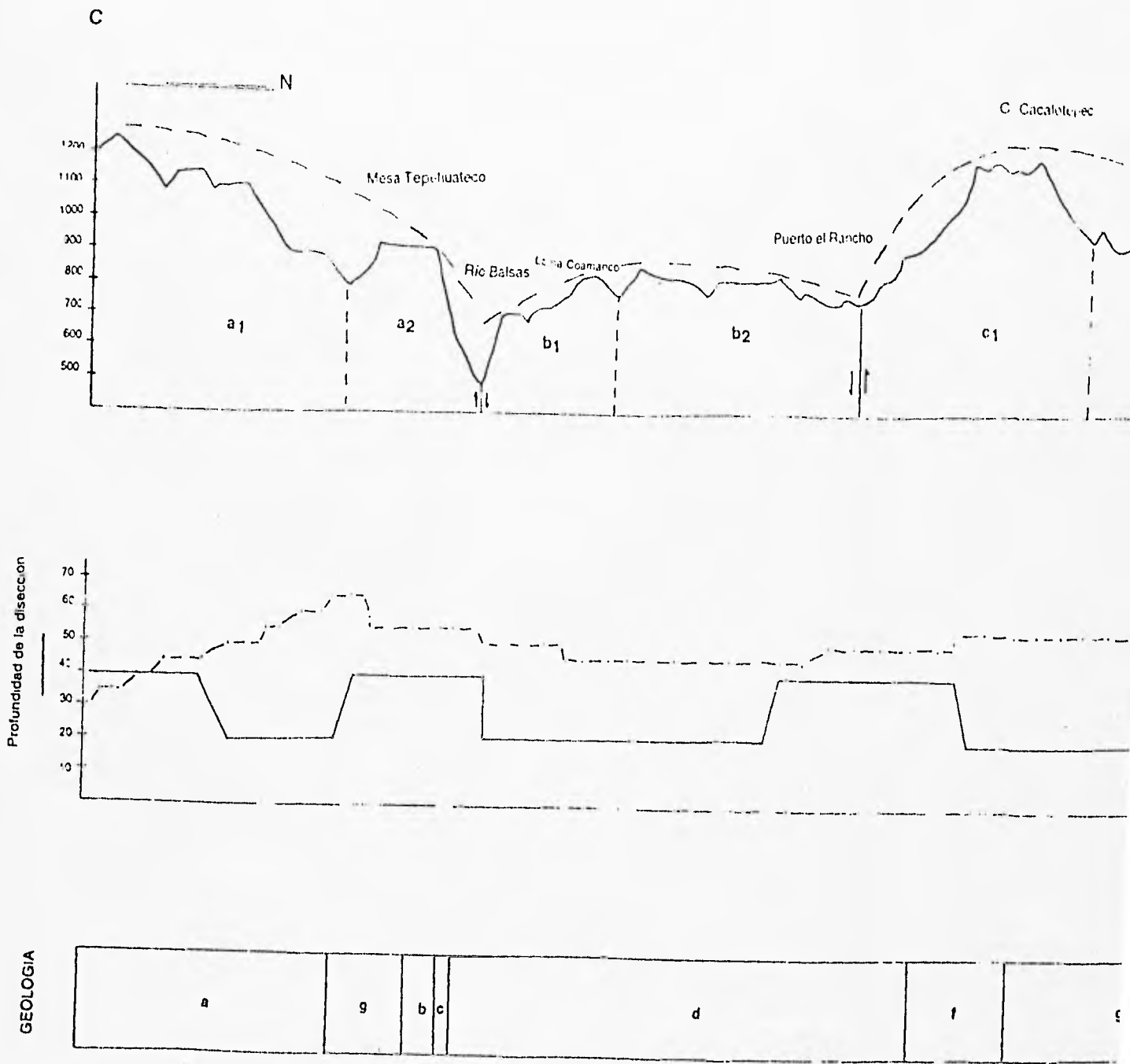
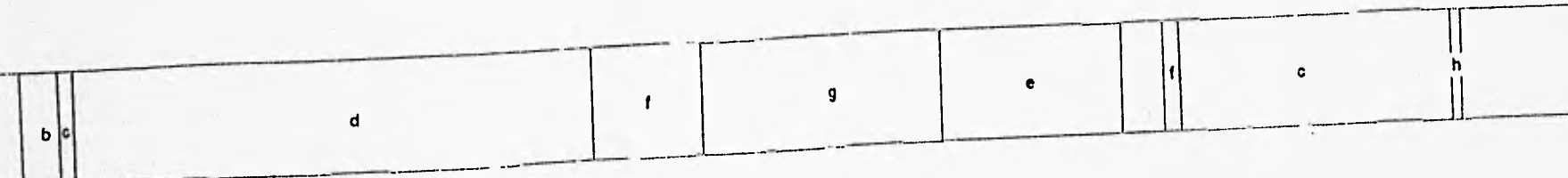
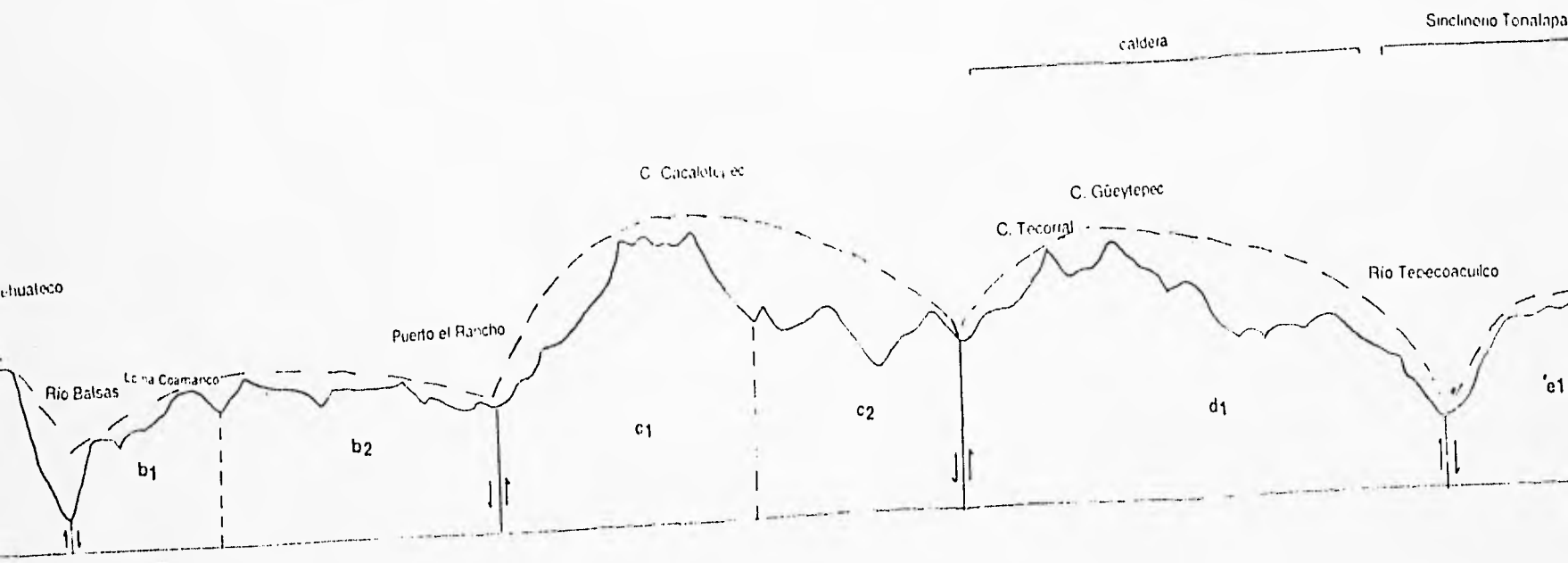


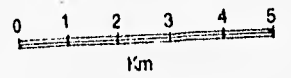
Fig. 28 Perfil transversal C - C'

GEOLOGIA

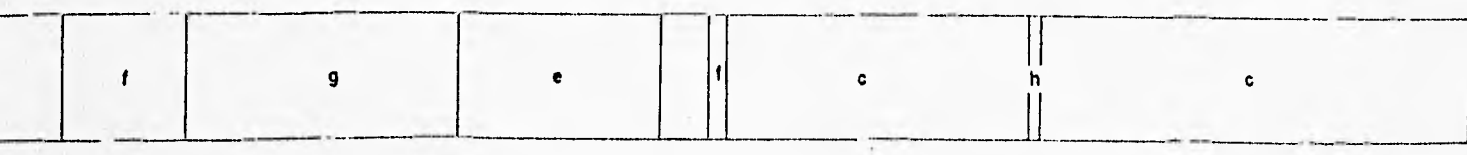
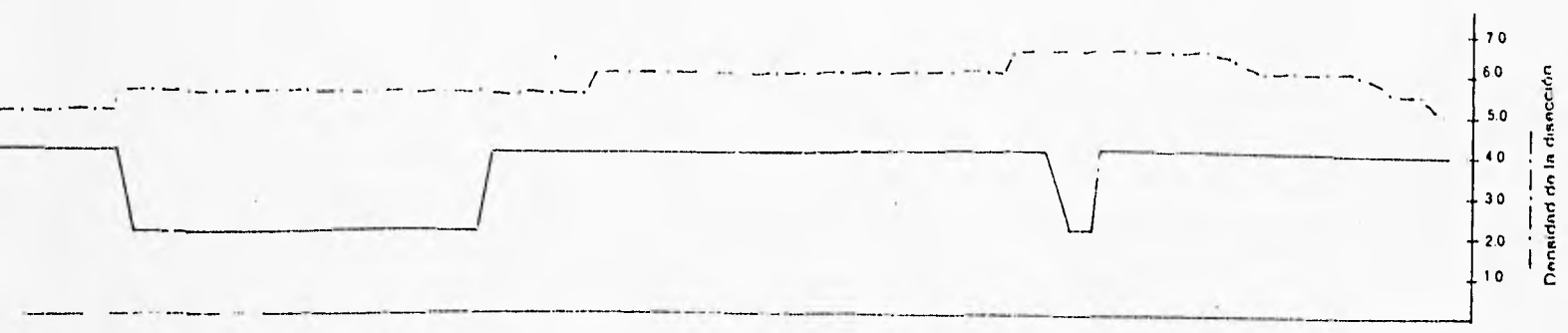
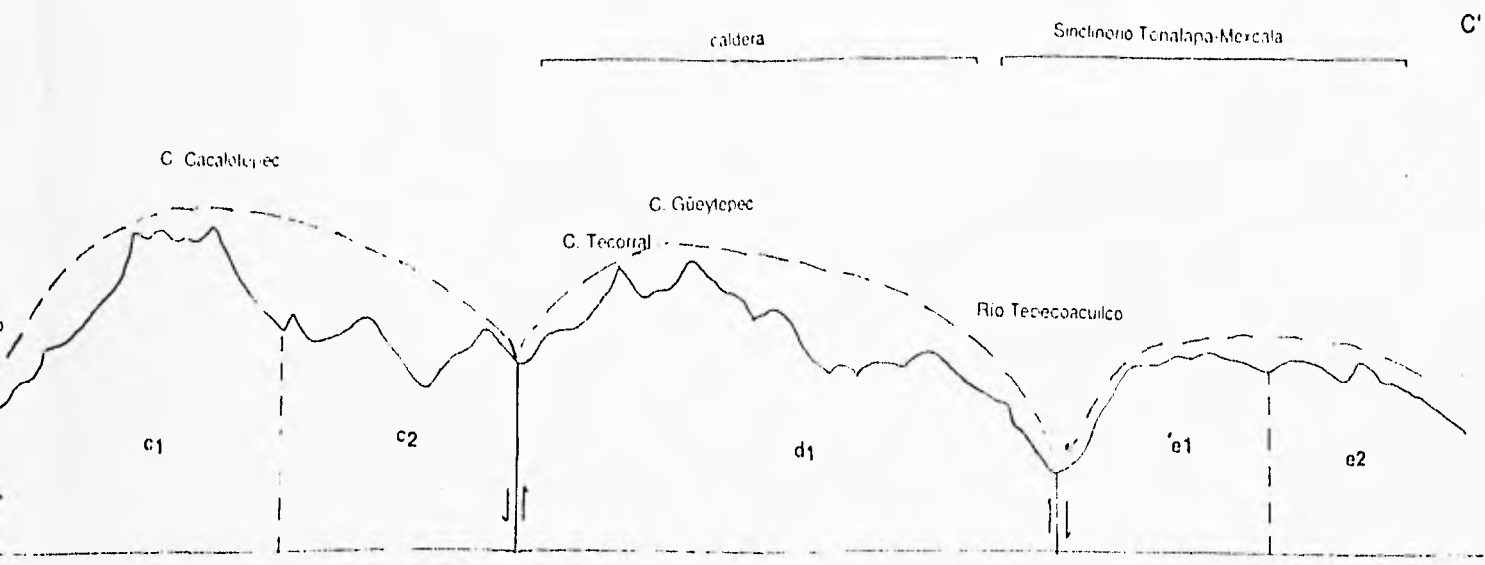
- a) F. Morelos, calizas y dolomías
- b) F. Cuautla, calcarenita y limolita
- c) F. Mexcala, calizas y lutitas
- d) F. Tetelcingo, tobas y brechas volcánicas
- e) F. Balsas, conglomerados calizos
- f) Andesita Buenavista
- g) F. Oapan, areniscas tobáceas verdes
- h) Aluvión
- i) Conglomerado
- j) Depósito de terrazas



- GEOLOGIA**
- a) F. Morelos, calizas y dolomías
 - b) F. Cuautla, calcarenita y limolita
 - c) F. Mexcala, calizas y lutitas
 - d) F. Tetelcingo, tobas y brechas volcánicas
 - e) F. Balsas, conglomerados calizos
 - f) Andesita Buenavista
 - g) F. Oapan, areniscas tobáceas verdes
 - h) Aluvión
 - i) Conglomerado
 - j) Depósito de terrazas



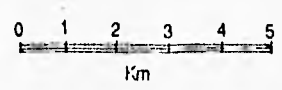
C - C'



as
olita

as volcánicas
alizo

as verdes



erosión diferencial; de acuerdo a su movilidad tectónica se considera estable; la densidad de la disección es media de 5.5 km/km^2 , la profundidad es alta de 40 m. Su límite norte es el valle del río Balsas con 150 m de profundidad, es la zona donde se encajona formando un valle en "v".

La sección **b** (Fig. 28), está dividida en dos estructuras limitadas por valles en "v" poco profundos. La estructura **b₁**, está formada por tres superficies de planación, la primera cima es plana y dos redondeadas separadas por valles de 20 y 40 m de profundidad, está formada por brechas volcánicas, la profundidad y densidad de la disección son medias de 20 m y 5.0 km/km^2 , respectivamente. En esta estructura la erosión es importante, ya que, es el límite de una zona de lavado laminar. Se considera una región alta inestable.

La estructura **b₂** es una serie de lomeríos con altitudes de 820, 780 y 840 m en la loma Cuamanco, presenta cuatro cimas, dos planas y dos redondeadas (Fig. 28), compuesta de brechas volcánicas que se depositaron en zonas bajas y han estado sujetas a la erosión; la profundidad y densidad de la disección son medias de 20 m y 5.0 km/km^2 , respectivamente.

La sección **c** (Fig. 28), está dividida en dos estructuras; la primera **c₁**, corresponde a la elevación Cacalotepec con 1200 msnm, la ladera sur está compuesta por brechas volcánicas con dos estadios de disección marcados por escarpas erosivas, el resto está formado por andesitas del Terciario. En la cima se observa una fuerte disección debida a la erosión remontante de circos erosivos activos. La densidad y profundidad de la disección son medias de 5.5 km/km^2 y 20 m, respectivamente. La zona es tectónicamente alta inestable .

La **c2** presenta tres superficies de planación de 980 msnm, las dos primeras y 940 msnm la tercera, están limitadas por valles en "v" con 20, 40 y 20 m de profundidad, compuestas de areniscas tobáceas que favorecen zonas de lavado laminar y circos erosivos activos; la densidad y profundidad de la disección son medias de 5.5 km/km² y 20 m, respectivamente. Tiene tendencia a los altos inestables y estables.

La sección **d** (Fig. 28), es una estructura que corresponde a una caldera, compuesta principalmente por andesitas, en la ladera sur se observa ruptura de pendiente, las cimas representan el borde superior del labio del cráter de la caldera, muestra rasgos erosivos intensos originando interfluvios de morfología aguda, las mayores elevaciones son el Tecorral con 1100 msnm y el Güeytepec con 1120 msnm, las menores presentan cimas planas redondeadas. La ladera norte presenta dos estadios de disección. La profundidad y densidad de la disección son altas de 40 m y 6.5 km/Km² respectivamente. Es una zona tectónicamente estable .

La sección **e** se divide en dos estructuras; la estructura **e1** está limitada al sur por el valle del río Tepecoacuilco con una profundidad de 100 m, en su ladera norte se presenta una terraza que no se aprecia en el perfil, pero se cartografió en el mapa geomorfológico; esta región está formada por una cima plana con tres estadios de disección que son el límite de circos erosivos activos, está compuesta por calizas y lutitas calcáreas que se plegaron en el Cretácico Superior y originan el Sinclinatorio Tonalapa Mexcala. La profundidad de la disección varía de baja, 20 m, en el valle del río Tepecoacuilco a alta de 40 m en la cima; la densidad es alta de 6.5 km/km². Es una zona tectónicamente estable.

La estructura **e2** presenta dos cimas, una redondeada y otra aguda, que son límites de escarpas y circos erosivos activos, en la ladera norte se observan dos estadios de disección. La densidad y profundidad de la disección son altos de 6.0 km/km^2 y 40 m respectivamente; tectónicamente tiende a los bajos inestables.

De manera general, la composición litológica del perfil **C - C'**, muestra tres tipos de roca: calizas que han formado escarpas y estructuras mesiformes de origen tectónico donde la erosión fluvial es menor; calizas y lutitas calcáreas donde la presencia de circos erosivos activos y escarpas es importante; rocas de origen volcánico, brechas tobáceas y andesitas del Terciario que presentan procesos erosivos intensos que se observan por la presencia de zonas de lavado laminar, escarpas, circos erosivos activos e inactivos, la alta disección de la caldera, la marcada insición de los fluvios entre las superficies de planación, sobre todo en brechas tobáceas; y areniscas tobáceas susceptibles a la erosión que originan extensas zonas de lavado laminar, circos erosivos activos y estructuras mesiformes con erosión diferencial.

El perfil **D - D'** (Fig. 29), está formado por cuatro secciones. La sección **a**, se divide en dos estructuras; la **a1** son dos elevaciones de rocas calizas que pertenecen al Anticlinorio Huexotitlan, los fluvios son largos y los valles en "v" por lo que la densidad de la disección es media de 4.0 a 5.0 km/km^2 y la profundidad es alta de 50 a 60 m.

La estructura **a2** es la mesa Iztlahuatlipan, con una altitud de 1000 m, formada por areniscas tobáceas que subyacen a una capa de travertino más resistente que origina una erosión diferencial, presenta dos estadios de disección en su

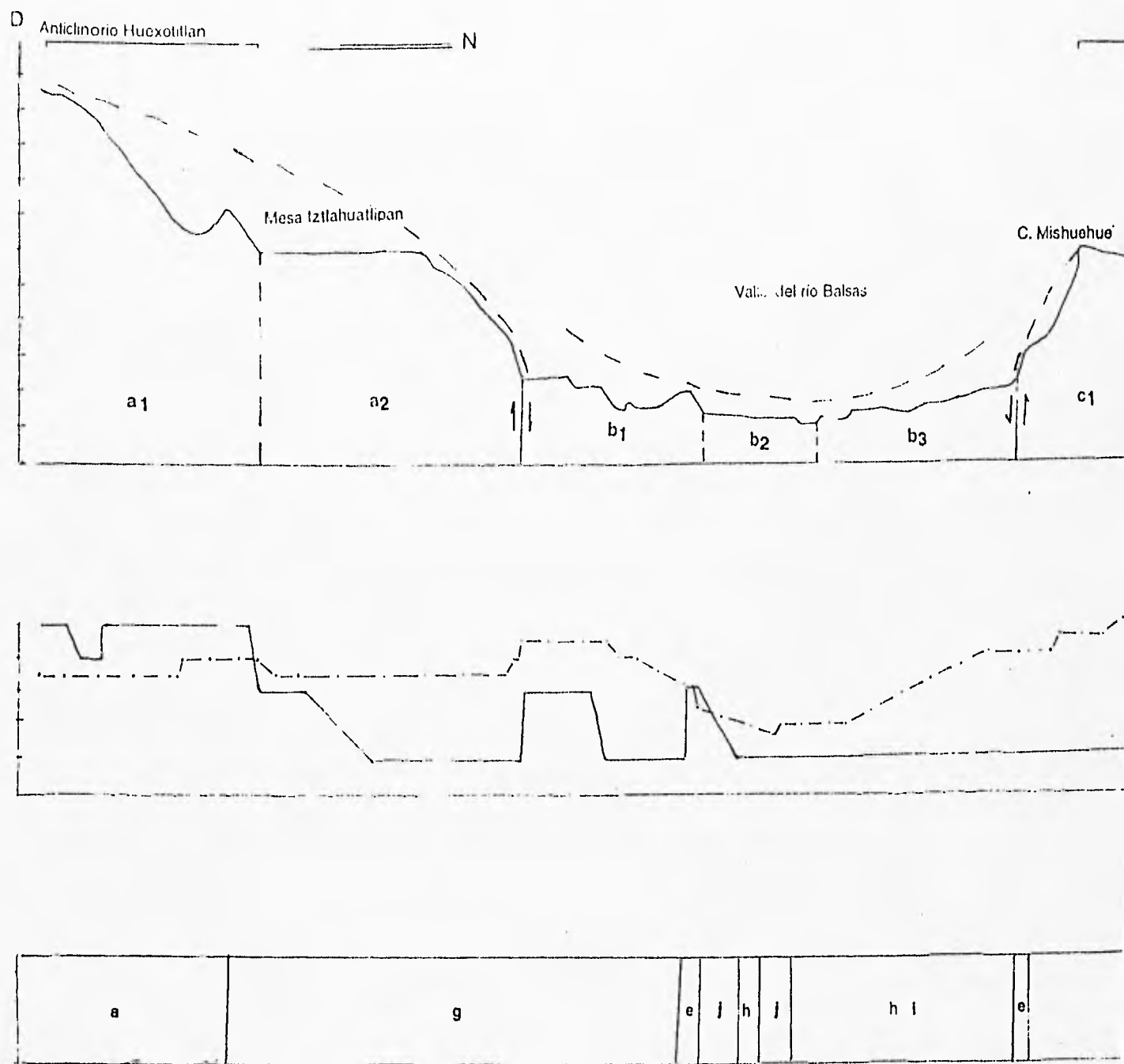
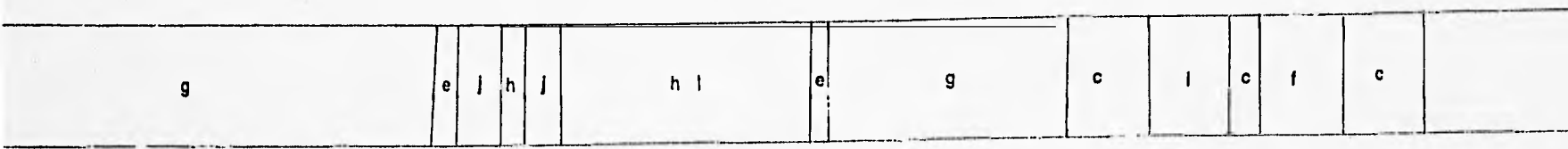
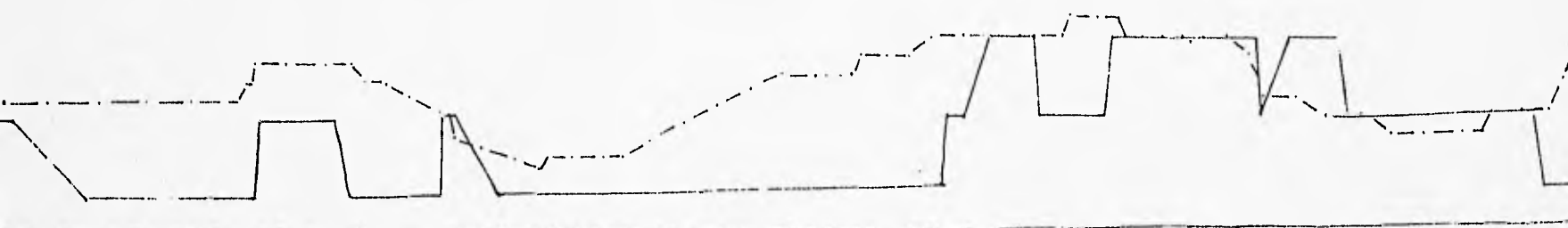
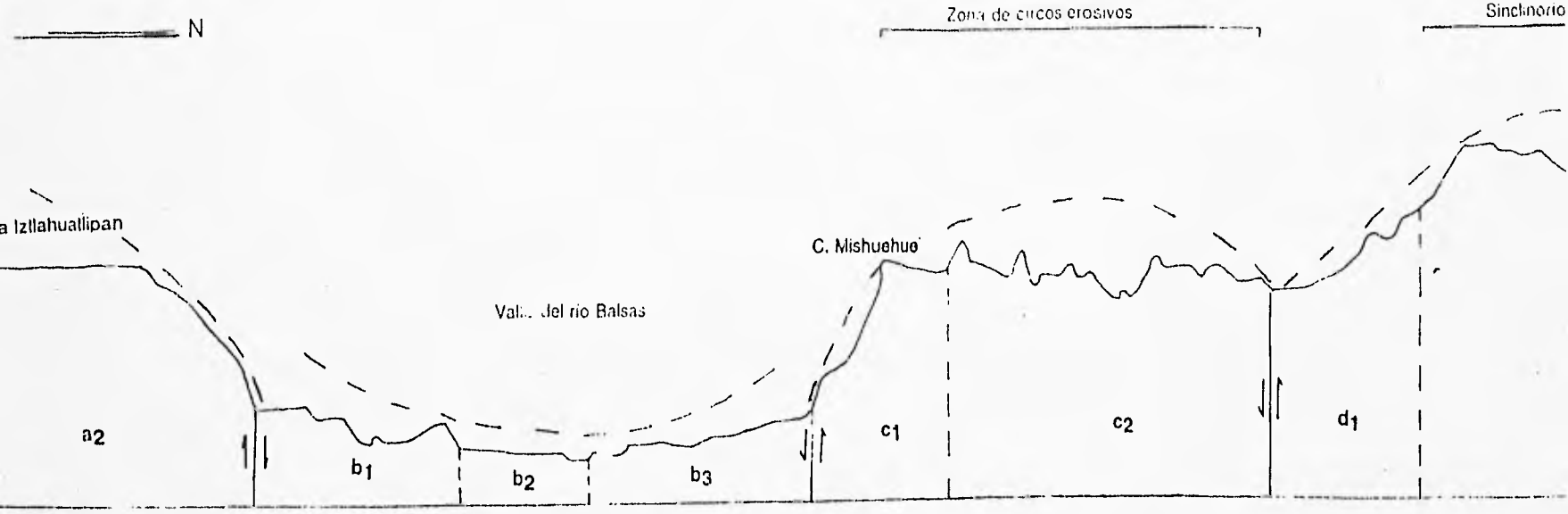


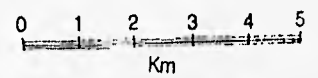
Fig. 29 Perfil transversal D - D'

GEOLOGIA

- a) F. Morelos, calizas y dolomías
- b) F. Cuautla, calcarenita y limolita
- c) F. Mexcala, calizas y lutitas
- d) F. Tetelcingo, tobas y brechas volcánicas
- e) F. Balsas, conglomerados calizos
- f) Andesita Buenavista
- g) F. Oapan, areniscas tobáceas verdes
- h) Aluvión
- i) Conglomerado
- j) Depósito de terrazas



- GEOLOGIA**
- a) F. Morelos, calizas y dolomías
 - b) F. Cuautla, calcarenita y limolita
 - c) F. Mexcala, calizas y lutitas
 - d) F. Tetelcingo, tobas y brechas volcánicas
 - e) F. Balsas, conglomerados calizos
 - f) Andesita Buenavista
 - g) F. Oapan, areniscas tobáceas verdes
 - h) Aluvión
 - i) Conglomerado
 - j) Depósito de terrazas

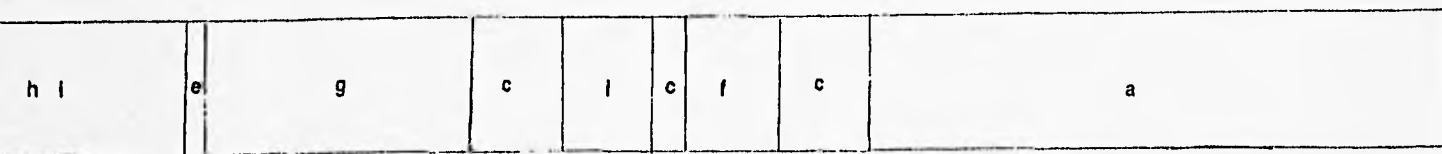
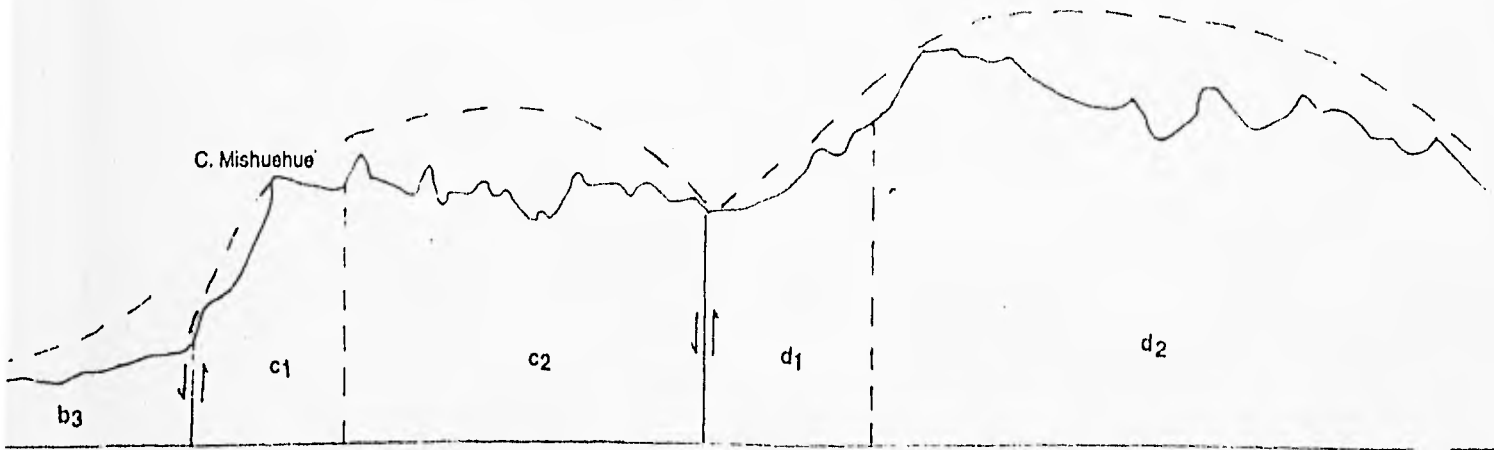


nsversal D - D'

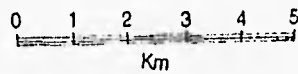
Zona de circos erosivos

Sinclinorio Santa Teresa

D'



dolomías
ta y limolita
lutitas
y brechas volcánicas
rados calizos
tobáceas verdes



ladera norte. La profundidad de la disección varía de 40 a 20m, la densidad es media de 4.5 km/km^2 . La sección *a* tiende a los bajos inestables.

La sección *b* (Fig. 29), corresponde al valle del río Balsas, está dividida en tres estructuras. La estructura *b*₁ tiene cuatro superficies de planación disectadas por la erosión fluvial en areniscas tobáceas verdes, al norte esta limitada por un escarpa, la profundidad de la disección es alta de 40 m; la densidad es media de 5.5 km/km^2 .

La estructura *b*₂ representa las terrazas, llanura de inundación y lecho del río; en la gráfica de densidad y profundidad de la disección estos índices se intersectan en 4.0 km/km^2 y 40 m y descienden a 2.5 km/km^2 y 20 m respectivamente, debido a que es una zona de depositación y se localiza el nivel de base local, 500 msnm.

La estructura *b*₃, es una zona de depositación, de terrazas y abanicos aluviales, presenta tres estadios de disección, dos de ellos corresponden al ápice de los abanicos aluviales, su litología es de aluvión y conglomerados que forman una rampa de acumulación que coincide con la gráfica de densidad de la disección que aumenta de 3.0 a 5.0 km/km^2 , la profundidad se conserva de 20 m.

La sección *c*, está formada por dos estructuras (Fig. 29): la *c*₁ es una elevación con cima plana formada por areniscas tobáceas verdes, que representa el borde de un circo erosivo activo. En la parte baja de la ladera sur la litología es de conglomerados calizos que han aflorado debido a la erosión de las rocas suprayacentes, el resto de la ladera es el borde de circos erosivos activos. La

densidad y profundidad de la disección son medias de 5.5 km/km^2 y 20 m respectivamente.

La estructura **c2** es una secuencia de bordes de circos erosivos activos que forman cimas agudas que denotan la intensa erosión fluvial sobre areniscas tobáceas, calizas y lutitas calcáreas. Los índices de profundidad y densidad de la disección son altos y se intersectan en 60 m y 6.0 km/km^2 respectivamente, Fig. 29.

La sección **d**, está formada por dos estructuras (Fig. 29), la **d1** tiene dos cimas redondeadas limitadas por una escarpa compuestas de andesitas calizas y lutitas calcáreas. En las regiones de calizas y lutitas la profundidad de la disección es de 40 m, y de 60 m on las andesitas, ambas consideradas como altas, la densidad es baja de 3.0 a 3.5 km/km^2 .

La sección **d2** es una serie de elevaciones de rocas calizas y dolomías con cimas redondeadas y agudas entre valles en "u", que forman parte del Anticlinorio Santa Teresa, se plegaron en el Cretácico Superior, la elevación de mayor altitud es de 1280 m. La profundidad de la disección varía de media 20 m a alta 40 m; la densidad de baja 3.0 a media 5.0 km/km^2 .

Por último el perfil **D - D'** tiene una composición litológica heterogénea: las calizas se encuentran al norte y sur, presentan una menor erosión fluvial que se observa por las cimas redondeadas y la ausencia de escarpas y circos erosivos; en las areniscas tobáceas, calizas y lutitas calcáreas los procesos erosivos son intensos, se observan por la presencia de un gran número de circos erosivos activos. Los conglomerados, aluvión y depósito de terrazas forman el amplio

valle del río Balsas, donde se localizan abanicos aluviales, llanura de inundación y terrazas.

IV. GEOMORFOLOGIA

4.1. Carta Morfogenética

El capítulo de geomorfología, se escribe a partir del mapa morfogenético elaborado a escala 1 : 50 000. El texto respeta el orden de la leyenda y se desarrolla de acuerdo a una clasificación genética del relieve.

El objetivo de la carta morfogenética es diferenciar las formas del relieve en función de su origen. Lugo H. (1988), menciona que la morfogénesis se basa en tres elementos: agente, proceso y forma. Los procesos de intemperismo, erosión y acumulación son de distintos tipos, que aunados a los procesos endógenos, resulta una amplia variedad de formas del relieve que conforman la superficie terrestre.

El mapa morfogenético, es una combinación de información geológica y topográfica. El método para su elaboración a escala 1:50 000 consistió en:

- a) Análisis de la información topográfica y geológica.
- b) Interpretación de fotografías aéreas escala: 1:80 000 y 1 28 000.
- c) Análisis integral de la cartografía temática y morfométrica.
- d) Análisis de secciones geomorfológicas (perfiles).
- e) Recorridos de campo.

4.1.1. Relieve endógeno

En esta categoría quedan comprendidas las formas del relieve originadas por procesos endógenos, tectónicos y volcánicos, en donde los agentes no han intervenido significativamente para borrar sus rasgos originales. Dentro de esta categoría se tiene:

•*Caldera*

Una caldera es una depresión que tiene diversos orígenes: un colapso, una explosión o ambos procesos. Esta estructura se localiza en el NW de la zona de estudio y las rocas que la conforman son: andesitas, tobas y brechas piroclásticas que representan un volcanismo antiguo del Terciario, su diámetro es de 6.4 km, Fig. 30.

La caldera pertenece al área de bloques basculados de San Juan Tetelcingo, que están afectados por fallas NE-SW como la falla F6 (Fig. 14), que cruza la ladera norte de la caldera y limita el cráter, esto hace suponer que su origen es por hundimiento, ya que, como menciona Derrau, M. (1983), las calderas mayores de 2 Km de diámetro son de este tipo; Belousov, V. (1979), las describe morfológicamente como depresiones limitadas por fallas normales anulares o semianulares a menudo escalonadas, como en este caso, donde el patrón hídrico que limita las laderas de la caldera y el cráter es radial, centrífugo y anular, poniendo en evidencia el arreglo de las fallas, Fig. 35.

Las laderas tienen una fuerte disección, coincide con valores altos de densidad y profundidad, 6.5 Km/km² y 40 m, respectivamente, con pendiente mayor a 25°,

(Fig. 31). Se tiene un desarrollo de suelos tipo Regosol, que son susceptibles a la erosión y se utilizan principalmente para la agricultura de temporal y pastoreo, en escasas regiones están ocupados por selva baja caducifolia.

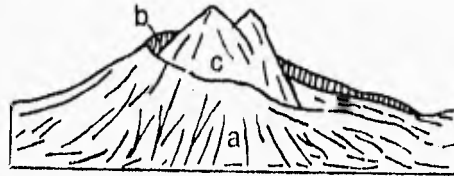


Fig. 31. Esquema de caldera, domo andesítico y cráter al norte de San Juan Tetelcingo compuesta por andesitas, tobas y brechas piroclásticas. a) laderas exteriores de la caldera; b) laderas interiores del cráter; c) domo andesítico.

• *Domo andesítico*

Los domos son cuerpos volcánicos extrusivos con forma de cúpula, de altura variable, los hay de 700 - 800 m y sus laderas representan una pendiente abrupta. Su origen se relaciona con la compresión de masa magmática viscosa en el canal volcánico, lo que debió haber sucedido en esta caldera, ya que, en su interior presenta un domo volcánico de composición andesítica con dos cimas planas bordeadas por circos erosivo-fluviales activos, que corresponden al cerro Picudo, con una altitud de 1100 y 1110 m, se encuentra fuertemente disecado lo que avala su edad Terciaria, Fig. 31.

La densidad y profundidad de la disección son altas, de 6.5 km/km^2 y 40 m respectivamente, con una pendiente mayor a 25° , el drenaje en sus laderas es denso.

• *Laderas del anillo interior de la caldera (cráter)*

Un cráter volcánico es una depresión en forma de embudo por la cual salen los fragmentos arrojados durante las erupciones volcánicas, que en este caso ha sido modificado por la formación de la caldera, está compuesto por andesita, su forma es semicircular, está bien definido pero muestra rasgos erosivos intensos que han alcanzado el labio del cráter, borrándolo y dejando en su lugar interfluvios de morfología aguda, su fondo no es plano, sus laderas al sur son casi verticales y en planta son más angostas, los escurrimientos son de menor longitud; al este y norte la pendiente es menor, las laderas son más anchas y los fluvios de mayor longitud, Fig. 31.

El límite interior del cráter corresponde a un drenaje de tipo radial, centrífugo y anular, está abierto al norte y oeste hacia donde tienen salida los escurrimientos que desembocan al río Tepecoacuilco (Fig. 35). En el fondo del cráter hacia el oriente, se presenta un domo volcánico que corresponde al cerro Picudo, sus laderas occidentales están disecadas por numerosos fluvios que evidencian la fuerte erosión fluvial, sobre las cuales se lleva a cabo agricultura de temporal (Fig. 30). Los índices de densidad y profundidad de la disección son altos, de 6.5 km/km^2 y 40 m respectivamente.

4.1.2. Relieve endógeno modelado

Son las formas originadas por los movimientos de la corteza terrestre y la actividad volcánica que han sido modificadas sustancialmente por los procesos exógenos.

• *Laderas volcánicas de brechas y tobas de principios del Terciario, modeladas por erosión fluvial (Formación Tetelcingo).*

Se localizan al oeste y sureste de la zona de estudio (Fig. 30), se divide en tres regiones morfológicas: valle intermontano, piedemonte y montaña, limitan la llanura de inundación y terrazas de los ríos Balsas y Tepecoacuilco, el tipo de drenaje es dendrítico.

La brecha es una roca de detritos gruesos y angulosos, dispuestos en forma irregular, en este caso, de origen volcánico; las tobas son rocas formadas de materiales arrojados por erupciones volcánicas como ceniza, arena, lapilli y posteriormente compactadas y cementadas, debido a su origen son más deleznales que las primeras, Córdova F. de A. (1991), menciona que son características las gradas de esta unidad por la erosión diferencial, que ataca principalmente a las tobas, quedando salientes los estratos de brecha que son más duros, Fig. 32.

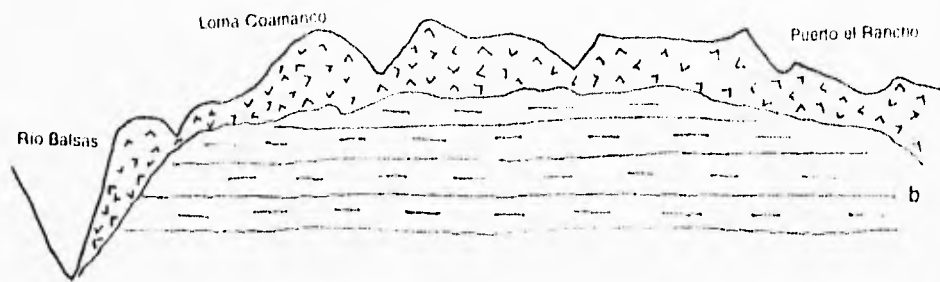


Fig. 32 Esquema transversal de laderas de brecha y tobas volcánicas de principios del Terciario, fuertemente disecadas por la erosión fluvial, al oeste de la zona. a) brechas y tobas volcánicas b) areniscas, lutitas y limolitas.

Los procesos erosivos intensos se observan por la presencia de numerosos circos erosivo-fluviales activos e inactivos, escarpas, zonas de lavado laminar y superficies de divisoria con morfología aguda.

Los índices de densidad y profundidad de la disección varían de acuerdo a la altitud. En el piedemonte y las montañas, la densidad es media de 5 a 6 km/km², éste valor se tiene en las superficies de divisorias con morfología aguda, donde la profundidad es de 31 a 40 m; en el valle la densidad es baja, 4.5 km/km², debido a que es una zona de depositación y la profundidad es de 11 a 20 m. La actividad agrícola contribuye a que los procesos erosivo-fluviales sean mayores.

- **Superficies de divisoria de morfología aguda, asimétricas con bordes escarpados.**

Estas superficies se localizan en las laderas volcánicas de brechas y tobas de principios del Terciario, al sureste de Xalitla (Fig. 30). Son divisorias de cimas agudas, asimétricas con bordes escarpados, que alcanzan los

1000 msnm. Se han desarrollado por la erosión remontante de los barrancos que como menciona Gorskov, Y. (1970), las corrientes temporales crecen laderas arriba a partir del nivel de base, aumenta su longitud y van ganando porciones nuevas de la ladera.

Simultáneamente con el crecimiento del cauce principal de la corriente, se desarrollan también regueros temporales, este proceso se observa en el drenaje dendrítico y denso de las laderas de estas cimas, como menciona Guerra Peña (1980), esta configuración tiene lugar donde la estructura rocosa no interfiere el libre desenvolvimiento fluvial.

La pendiente es mayor a 25° , la densidad de la disección es de 5.5 a 6.0 km/km^2 , debido a que las corrientes de segundo y tercer orden son numerosas, pero de poca longitud; la profundidad es de 31 a 40 m. Los procesos erosivos se ven favorecidos por la actividad agrícola que se lleva a cabo en las laderas e inclusive en las cimas, Fig. 33.



Fig. 33. Superficies de divisoria de morfología aguda, asimétricas con bordes escarpados al SE de Xalitla.

4.1.3. Relieve exógeno

Se origina por la acción de los agentes de denudación a través de los cuales se produce la separación de los productos del intemperismo y la depositación que da origen a las formas acumulativas.

4.1.3.1. Erosivo

Es el relieve resultante de los procesos denudatorios que reciben el nombre del agente que les dio origen: fluvial, glacial, eólico, etc.

- **Barrancos**

El barranco es una forma lineal negativa del relieve, estrecha con laderas abruptas, con frecuencia ramificándose hacia la cabecera, con las márgenes carentes de vegetación. En longitud llega a alcanzar algunos kilómetros y en anchura y profundidad algunas docenas de metros.

Los barrancos se originan cuando los canales superficiales forman arroyuelos, se combinan y se desarrollan prolongándose a las divisorias de aguas, abarcando cada vez porciones nuevas (Fig. 34). Gorskov, Y. (1970), menciona que la cabecera de un barranco en estado de crecimiento, presenta con frecuencia un escarpe a plomo "salto de cabecera", que se forma durante las lluvias y una cascada excava intensamente el cauce del barranco. La erosión de estas formas depende del tipo de roca, estructura geológica, pendiente, vegetación y clima.

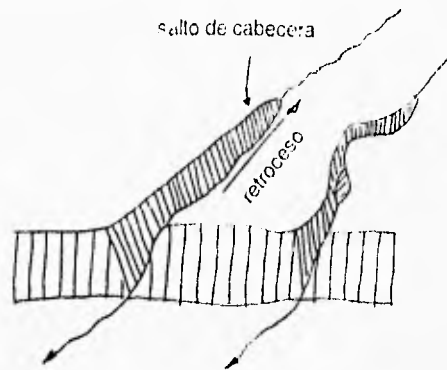


Fig. 34 Esquema del desarrollo de un barranco, de acuerdo a M. Derrau, (1983).

La red hidrológica se relaciona con la estructura tectónica y con la litología, adaptándose a una, a otra o a ambas, así como el clima y la vegetación aparecen como factores zonales importantes en el modelado fluvial.

En la zona de estudio la configuración, densidad y profundidad de los barrancos está en relación con el tipo de roca y la estructura del relieve. El patrón de drenaje se clasifica en dendrítico, subdendrítico, pinado, subparalelo, radial, anastomosado y meándrico, Fig. 30.

Los tipos dendrítico y subdendrítico se extienden en casi toda la zona, sobre conglomerados calizos (Formación Balsas), areniscas tobáceas verdes (Formación Oapan) y tobas y brechas volcánicas (Formación Tetelcingo) del Terciario, que son materiales fácilmente erosionables por los escurrimientos de temporada.

Al norte de San Agustín Oapan en la barranca Xalatlaco y cerro Mishuehue, se desarrolla sobre capas de areniscas tobáceas verdes que sobreyacen a los conglomerados calizos, ambos susceptibles a la erosión. Se localizan sobre el

pedemonte, que limita con la zona de montaña, por lo que concentra los escurrimientos que bajan sobre laderas de 25° o más de pendiente, carecen de vegetación natural, se lleva a cabo una agricultura de temporal y pastoreo, que favorecen la erosión remontante.

Los barrancos son en "v", angostos, en su fondo afloran por erosión los conglomerados calizos de la Formación Balsas, en sus cabeceras se han formado circos erosivo-fluviales activos. La densidad de la disección es de 4.0 a 5.5 km/km^2 y la profundidad de 40 m.

El resto, en laderas de areniscas tobáceas verdes, el desarrollo de barrancos es importante, la densidad es la misma, pero la profundidad varía de baja a alta de 11 a 40 m, los valles son en "v" y sus cabeceras forman circos erosivo-fluviales, en su mayoría son inactivos.

En laderas de tobas y brechas volcánicas los tributarios de primero y segundo orden son pequeños y numerosos, debido a que la pendiente llega a ser mayor a 25° , la densidad de disección es hasta de 7.0 km/km^2 en el sureste; la profundidad es de 11 a 40 m (Fig. 7). En estas laderas, las cabeceras de los barrancos forman circos erosivo-fluviales activos e inactivos. Al oeste en las superficies de cimas agudas, los barrancos son numerosos, llevan carga que depositan en las llanuras del río Tepecoacuilco formando abanicos aluviales.

La región de tipo dendrítico bordea la llanura de inundación del río Balsas, los barrancos antes de llegar a su nivel de base local, son largos y menos ramificados, debido a que atraviesan la zona de depositación del pedemonte,

en cambio, en las partes altas son cortos y ramificados, donde inicia la erosión remontante.

El drenaje pinado se localiza al NW y SW de la zona, en laderas de lutitas y calizas calcáreas de la Formación Mexcala del Cretácico Superior, son de baja altitud, forman parte del sinclinorio Tonalapa-Mexcala, por sus características litológicas el plegamiento fue mayor, la pendiente es de más de 25° , por lo que, los tributarios del río principal son subparalelos y se unen a él formando ángulos agudos (Thornbury, W. 1960). Aunque estas laderas están cubiertas por selva baja caducifolia, presentan desarrollo de circos erosivos activos.

La densidad de la disección es de 6.0 a 7.5 km/km^2 , debido a que los tributarios de primero y segundo orden son numerosos, la profundidad es de 20 a 60 m, Fig. 8.

El drenaje de tipo subparalelo se localiza en las montañas plegadas de calizas y dolomías de la Formación Morelos del Cretácico Superior, al norte y sur, representan las mayores altitudes de la zona (1780 m). Thornbury, W. (1960) menciona que este tipo de drenaje generalmente se encuentra donde hay un declive pronunciado o controles estructurales que conducen a un espaciamiento de ríos paralelos a casi paralelos.

Los barrancos en estas laderas son largos, tienden a ser rectos debido al efecto de la pendiente, mayor de 25° , sobre rocas homogéneas y al control estructural, como en las barrancas San Marcos, Mazayolotepetl y Tepehuateco en el sur, y al norte el arroyo Techcalcingo (Fig. 9); cuando forman circos erosivo-fluviales son

inactivos. La densidad de la disección varía de 3.5 a 6.0 km/km², la profundidad de 11 a 40 m.

El drenaje radial, centrífugo y anular se localiza al NW (Fig. 30), limitando la caldera volcánica y el cráter, en rocas de andesitas, brechas y tobas volcánicas del Terciario, que como menciona De Miró, M. (1985), los trazados radiales y anulares caracterizan domos o conos volcánicos y calderas de hundimiento, Fig. 35.

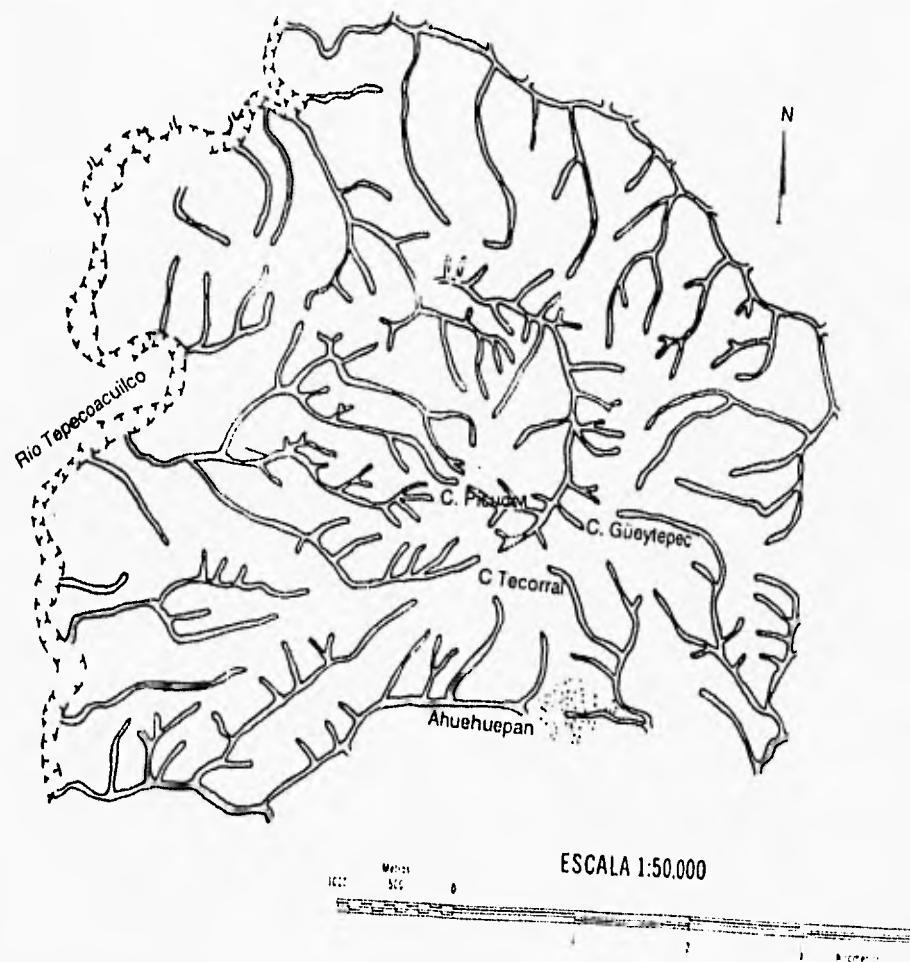


Fig. 35. Drenaje radial centrífugo y anular en la caldera, al norte de San Juan Tetelcingo en andesitas, tobas y brechas piroclásticas.

Este drenaje presenta índices de densidad y profundidad de la disección de 6.0 a 6.5 km/km² y 40 m respectivamente, por su litología y edad son materiales deleznales. En el cráter la red hidrográfica tiene dos salidas: al norte y al oeste que desembocan en el río Tepecoacuilco; en el límite inferior de las laderas de la caldera, se localizan varios barrancos como el arroyo Alpuyeca, que desemboca en el mismo río. Los tributarios de primero y segundo orden son pequeños y numerosos.

• **Zonas de lavado laminar**

Son zonas que se observan en las fotografías aéreas asociadas a barrancos profundos y circos erosivo-fluviales activos. Se localizan y desarrollan en el centro de la zona, sobre areniscas tobáceas verdes de la Formación Oapan que sobreyacen a los conglomerados calizos de la Formación Balsas, ambas susceptibles a la erosión, Fig. 30.

Kirkby y Morgan (1984), mencionan que la erosión laminar se origina cuando cae más lluvia de la que puede infiltrarse en el suelo, entonces se producen escorrentías. Los deslaves laminares ocurren cuando el agua corre libremente, cubren una gran superficie, y no se forman canales continuos. A medida que aumenta la velocidad del flujo, el agua incide en el suelo y se forman arroyuelos, que son canales continuos de anchura reducida y escasa profundidad y pueden eliminarse por la labranza y por la intemperización de la superficie. Los barrancos son más amplios y más profundos y por lo general de carácter permanente.

Las condiciones mencionadas se dan en esta zona, ya que, se localiza en el piedemonte donde la pendiente varía de 3° a más de 25° , la roca es deleznable, la cubierta vegetal ha sido sustituida por agricultura de temporal y pastoreo. La concentración de arroyuelos es mayor debido a que acumula los escurrimientos que bajan de la zona de montaña donde la precipitación es más alta.

También se localizan al sur y oeste de San Juan Tetelcingo en las laderas de rocas calizas y dolomías de la Formación Morelos y sobre brechas y tobas volcánicas de la Formación Tetelcingo respectivamente, son de menor extensión, la vegetación natural ha sido sustituida por agricultura de temporal, también están limitadas por barrancos y circos erosivo-fluviales activos.

• ***Circo erosivo-fluviales activos e inactivos***

Se definen como una forma cóncava del relieve montañoso, a manera de anfiteatro con laderas empinadas, que se originan en las cabeceras de algunas corrientes fluviales, por erosión remontante (Fig. 36). En la zona se localizan en las cabeceras de los barrancos en todo tipo de roca, aunque se presentan en mayor número y tamaño en laderas de rocas deleznales como areniscas tobáceas verdes, conglomerados calizos y brechas y tobas de las formaciones Oapan, Balsas y Tetelcingo, respectivamente. La mayoría son activos, debido a que no tienen vegetación y presentan agricultura y pastoreo, Fig. 36.

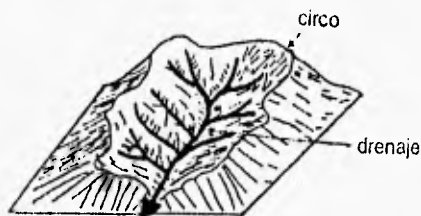


Fig. 36. Esquema representativo de circo erosivo-fluvial.

Los circos que se presentan en laderas de rocas calizas y dolomías de la Formación Morelos al norte y sur, son amplios, poco numerosos, en su mayoría inactivos debido a la resistencia de la roca y la presencia de selva baja caducifolia. En laderas de calizas y lutitas calcáreas de la Formación Mexcala al NW y SW, los circos son numerosos y activos, son de menor tamaño, ya que, corresponde a un sinclinorio de pequeñas elevaciones que fueron intensamente plegadas.

- ***Estructuras mesiformes***

Se puede definir a las mesas como una amplia elevación de cima plana, compuesta por rocas dispuestas en forma tabular o débilmente dislocadas. Se caracterizan por tener una altura absoluta de más de 1000 m, tienen un corte vertical profundo por erosión hacia sus límites.

En la zona se presentan dos tipos de estas estructuras, Fig. 30:

- a) *Sobre areniscas tobáceas del Terciario con cubierta de travertino.*

Se localizan seis al sur y una al NE del río Balsas. La mesa Iztlahuatlipan de mayor altitud (1020 m) y extensión; la Tepehuateco tiene 920 msnm; la mesa Iztlahuatlipa de 740 msnm. A este tipo de mesas Thounbury, W. (1960), las caracteriza como terrenos tabulares aislados cubiertos de una capa protectora de rocas sedimentarias, particularmente areniscas. Comúnmente una mesa está rodeada por una escarpa formada por la roca protectora resistente.

Estas características se observan en las mesas mencionadas, ya que, están compuestas de areniscas tobáceas verdes de la Formación Oapan en su base, su superficie está cubierta por una capa de travertino más resistente con un espesor aproximado de 70 m lo que ha originado una erosión diferencial, que consiste en la desigual resistencia de materiales distintos ante la meteorización y los agentes de transporte.

Están limitadas por escarpas bien definidas y circos erosivo-fluviales activos, ligeramente basculados al occidente y desmembradas, Fig. 36.

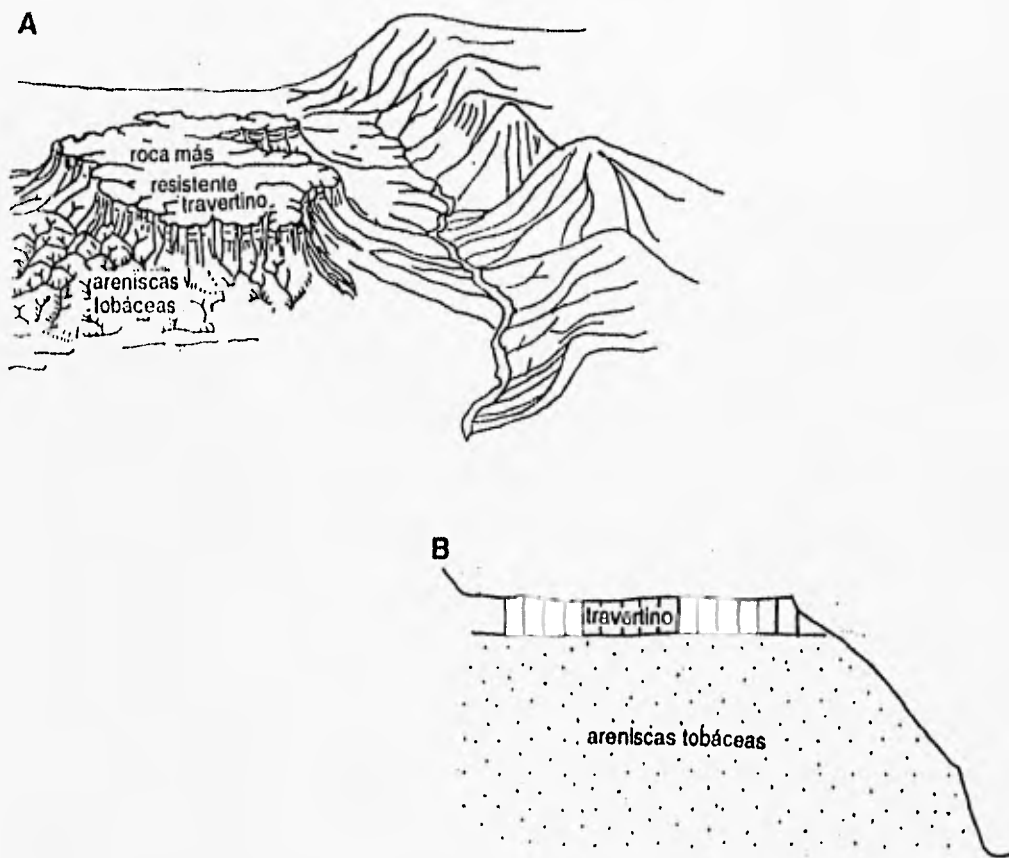


Fig. 37. A) Esquema que muestra la erosión diferencial en mesas cubiertas por una capa más resistente; B) Perfil transversal de la mesa Iztlahuatlipan, cubierta por travertino que sobreyace a areniscas tobáceas.

b) *Sobre calizas cretácicas.*

Son tres estructuras que se localizan al NE del río Balsas en calizas y dolomías de la Formación Morelos, cerro Tepéyehualco (1070 msnm), Teopatepec (1090 msnm) y al sur del cerro Ayutequío (1160 msnm), limitadas por escarpas y circos erosivo-fluviales inactivos, con laderas casi verticales, Fig. 38.

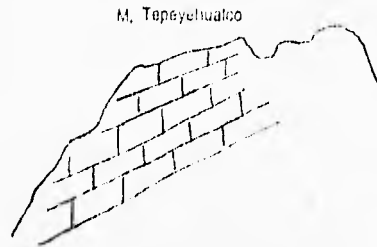


Fig. 38. Esquema transversal de la mesa Tepéyehualco, al noreste de San Miguel Tecuixiapan, formada por calizas y dolomías.

• **Laderas de calizas y dolomías**

Montañas plegadas de calizas y dolomías de la Formación Morelos del Cretácico Superior, se localizan al norte y sur de la zona de estudio (Fig. 30). Las rocas calizas se presentan en estratos gruesos a masivos con una estructura densa y compacta que forman las montañas más altas como el Tepexoxoca al norte y el Zoquiapan al sur ambas con 1680 msnm.

Sobre estas laderas los escurrimientos son largos y poco ramificados con un patrón de drenaje subparalelo favorecido por control estructural y pendiente mayor a 25° , como las barrancas San Marcos y Tepéyehualco al sur, con circos erosivo-fluviales inactivos en sus cabeceras, debido a la resistencia de las calizas y dolomías al proceso fluvial y la presencia de selva baja caducifolia. El índice de densidad de la disección es 3.5 a 5.0 km/km², y el de profundidad varía

de 11 a 60 m. Este último se presenta en las laderas superiores de valle que se dan en valles profundos que tienen control estructural, como la barranca Tepehuateco con 220 m de profundidad, Fig. 39.

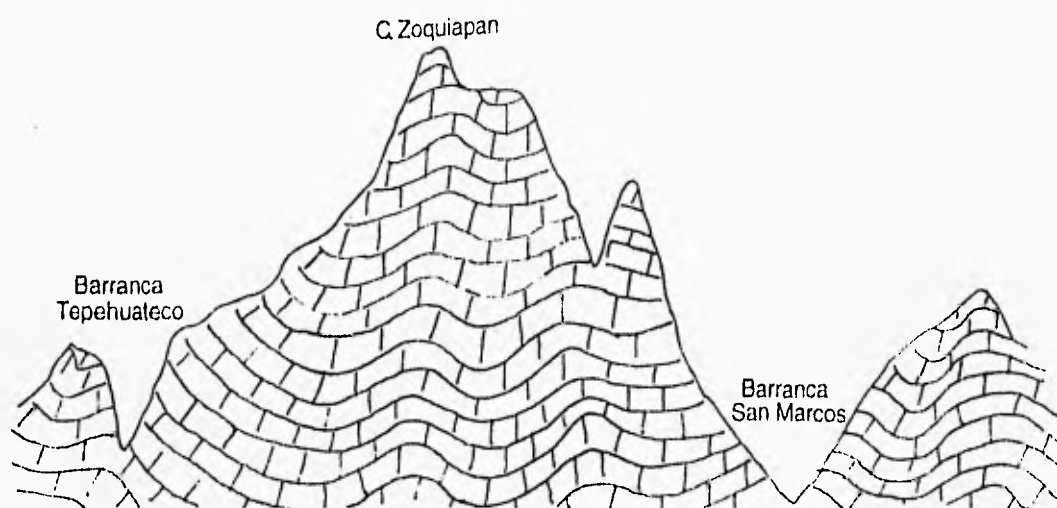


Fig. 39. Esquema transversal de laderas de calizas y dolomías, al sur del río Balsas y laderas superiores de valle: barrancas Tepehuateco y San Marcos.

Se encuentran zonas de lavado laminar, donde la vegetación ha sido sustituida por agricultura de temporal y pastoreo. Se ha desarrollado un incipiente modelado kárstico, que Llopis Llado (1970), clasifica en un periodo juvenil, con campos de lapiaz y formación de dolinas.

• *Laderas superiores de valles*

Se presentan en las montañas plegadas de rocas calizas y dolomías del Cretácico Superior, donde los ríos tienen control estructural, por lo que los barrancos son largos y profundos originando valles de morfología en "v" con laderas pronunciadas con más de 25° de pendiente, cubiertas por selva baja caducifolia que las protegen de los procesos erosivo-fluviales, no se presentan

circos activos (Fig. 39). Estas laderas se localizan al sur del río Balsas en las barrancas Tepehuatenco con 220 m de profundidad, San Marcos con 300 m y dos menores con 100 y 180 m; al norte la Petlachichilco con 300 m de profundidad, Fig. 30.

• ***Laderas de areniscas tobáceas y conglomerados calizos.***

Es una zona de piedemonte principalmente, formada por conglomerados calizos de la Formación Balsas y areniscas tobáceas verdes y yeso de la Formación Oapan del Neógeno. Limita la llanura de inundación y las terrazas del río Balsas (Fig. 30). La desigual densidad de la disección de cauces que es de 3.5 a 6.0 km/km², y la profundidad de 11 a 60 m, denotan el comportamiento intenso y heterogéneo ante los procesos erosivo-fluviales.

El patrón de drenaje es de tipo dendrítico y subdendrítico. Sobresale la porción localizada al NW de San Agustín Oapan por procesos erosivo-fluviales, por lo que presenta la mayor densidad de circos activos de este tipo, asimismo, la mayor parte de las superficies de interfluvios que tienen un lavado laminar intenso favorece la erosión remontante, Fig. 40.

Otra característica morfológica importante es la presencia de mesas de mayor extensión, estas estructuras están compuestas de areniscas tobáceas cubiertas en su superficie por travertino, que es más resistente a la erosión, y son un ejemplo de erosión diferencial.

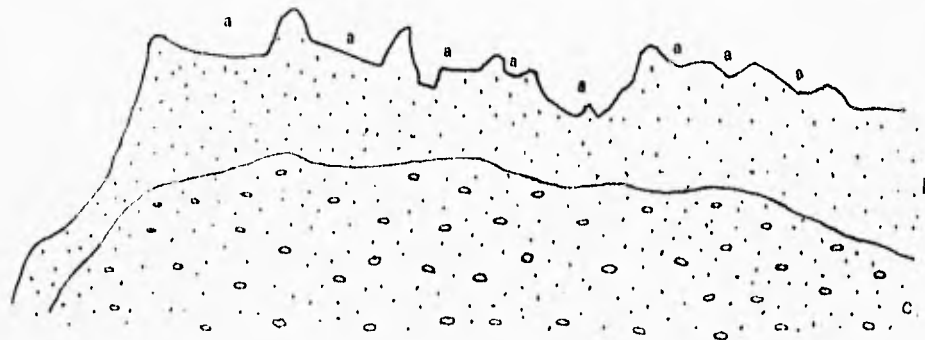


Fig. 40. Esquema transversal de laderas de areniscas tobáceas y conglomerados calizos, al norte de San Agustín Oapan, fuertemente disecadas por la erosión fluvial. a) Circos erosivo-fluviales activos b) Areniscas tobáceas c) Conglomerados calizos

- **Laderas heterogéneas compuestas por: calizas, lutitas calcáreas, areniscas tobáceas, brechas y tobas volcánicas.**

Estas laderas se localizan en el valle y piedemonte, al SW del río Balsas, debido a la heterogeneidad de la roca, presentan diferentes procesos. Sobre las areniscas tobáceas se encuentra una mesa con superficie de travertino, originada por erosión diferencial.

En las brechas y tobas volcánicas se han desarrollado circos erosivos activos, que denotan la poca resistencia del material a la erodabilidad; en la zona de aluvión los barrancos son largos y poco ramificados, debido a que es una zona de depositación del material proveniente de las laderas de calizas y areniscas tobáceas. Los índices de densidad y profundidad de la disección son de 5.0 km/km^2 y 11 - 20 m, respectivamente, Fig. 30.

• ***Laderas de lutitas y calizas calcáreas.***

Esta zona se localiza al NW y SW del área de estudio, están compuestas por lutitas y calizas calcáreas de la Formación Mexcala del Cretácico Superior; forma parte del anticlinorio Valerio Trujano y sinclinorio Tepecoacuilco, que pertenecen al sinclinorio Tonalapa-Mexcala. Por sus características litológicas el plegamiento fue intenso, formando montañas bajas con cimas agudas y laderas con pendientes mayores a 25°.

El tipo de drenaje es pinado, con numerosos barrancos de poca longitud, en sus cabeceras existen circos erosivo-fluviales actualmente inactivos, y ocasionalmente escarpas. Córdova F. de A. (1991) menciona que la presencia de selva baja caducifolia no permite distinguir procesos erosivos activos en estas laderas.

En el extremo noroccidental la atraviesa el río Tepecoacuilco donde hay formación de un abanico aluvial. La densidad y profundidad de la disección son de 6.0 a 7.5 km/km² y 40 a 60 m, respectivamente, Fig. 30.

• ***Depresiones originadas por disolución (dolinas)***

Las dolinas se desarrollan en las laderas de rocas calizas y dolomías de la Formación Morelos al norte y sur de la zona. Estas rocas sedimentarias se han formado por la acumulación de restos orgánicos de carbonatos de calcio.

En la zona se presentan formando paquetes separados por planos de estratificación y diaclasas, con una estructura litológica masiva. Debido a sus

características químicas son solubles, han desarrollado un incipiente modelado kárstico que de acuerdo a Llopis Llado (1970), se clasifica en un periodo juvenil, caracterizado por el establecimiento de campos de lapiaz en zonas de poca pendiente, la generación de dolinas donde existen elementos tectónicos que los favorecen, el primer proceso debido a la escala de trabajo, no fue cartografiado.

Las dolinas son depresiones generadas por disolución de calizas en intersección de dos o más diaclasas. La descalsificación provoca pérdida de volumen originando una depresión de forma circular u oval que es ocupada por materiales insolubles, que constituyen la terrarrosa, mezcla de limos y arcillas, (De Miró, M. 1985).

El proceso de dolinización es incipiente, al sur se localiza la laguna Zoquiapan que es una dolina de receptáculo de agua en el fondo de forma circular; y una serie de pequeñas dolinas de coalición a lo largo de la barranca Tepehuatenco de forma oval, Fig. 30.

La primera se encuentra a 1500 msnm en la zona de montaña, tiene drenaje endorreico característico de dolinas de montaña, Llopis Llado (1970). Las segundas están asociadas a fracturas que controlan el río, su altitud es de 1040m m. Se originan a partir de fracturas y diaclasas que posteriormente controlan el escurrimiento, quedando asociadas al talweg, Fig. 41.

Al norte se presenta una dolina de mayor extensión de forma oval con 1010 msnm en una depresión relativa, es una zona de acumulación de aguas aportadas por escurrimiento, característica de dolinas en zonas deprimidas, Llopis Llado (1970). Los escurrimientos se filtran y el material que acarrea forma

suelos Rendzina ocupados por actividad agrícola. Dentro de esta dolina se ubica el poblado Zoquiapan.

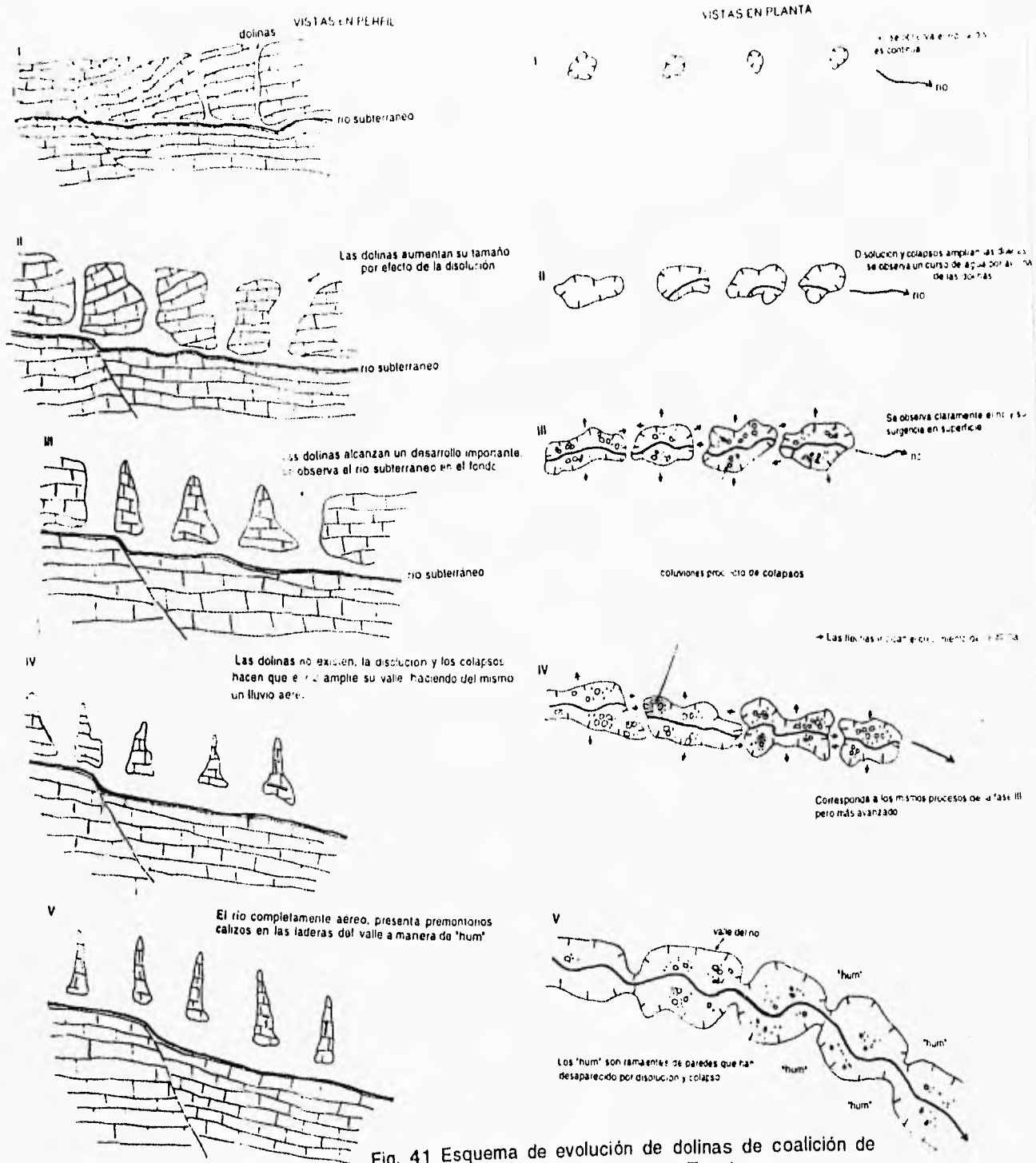


Fig. 41 Esquema de evolución de dolinas de coalición de forma oval en la barranca Tepehuateco

4.1.3.2. Acumulativo

Son las formas del relieve que resultan de la depositación de materiales por los diversos agentes de transporte.

- ***Rampas acumulativas de origen aluvial (coalescencia de abanicos)***

Son formas acumulativas con aspecto de medio cono recostado, inclinado con el ápice hacia arriba. Thornbury, W. (1960), explica que se forman donde un río fuertemente cargado emerge de las montañas y penetra en los terrenos bajos, hay un cambio marcado en el gradiente, lo que da como resultado la acumulación del aluvión con su ápice en el punto de salida esparciéndose en forma de abanico en tierras bajas. Se desarrollan en regiones secas donde el caudal del río es reducido y lleva grandes cantidades de roca en el interior del cauce, debido a que las vertientes del valle están desprovistas de vegetación.

El material de los abanicos varía en textura de bloques gruesos en el ápice, a material fino en la base. Es común encontrarlos fusionados en la base de las montañas formando un extenso manto acumulativo, que se denomina coalescencia de abanicos.

Thornbury, W. (1960), explica este proceso como el crecimiento de una serie de abanicos aluviales para formar una bajada que se produce por desplazamiento lateral repetido de los cursos del río que atraviesan los abanicos. Al agrandarse el cauce hasta llegar a un nivel superior de las partes adyacentes del cono, el río se derrama hacia otro cono más bajo. Cuando el abanico migra lateralmente

junto con la desembocadura de la corriente se generan abanicos más jóvenes de arriba hacia abajo.

Las rampas acumulativas mencionadas, en la zona de estudio, representan coalescencia de abanicos en el valle intermontano del río Balsas, se localizan al norte de San Agustín Oapan y San Juan Tetelcingo, los primeros en laderas de areniscas tobáceas y los segundos en brechas y tobas volcánicas; ambos se formaron por las corrientes que se concentran en el piedemonte donde los procesos erosivo-fluviales son intensos, Fig. 30.

Los que se encuentran en areniscas tobáceas están en las partes bajas de los barrancos que han formado en sus cabeceras circo erosivo-fluviales activos, los que están en laderas de brechas y tobas, el material proviene de la denudación de éstas y la caldera.

Ambas regiones son atravesadas por barrancos largos de poca profundidad y ramificación que caracterizan a los abanicos aluviales. La depositación comienza donde se rompe la pendiente, pasa de 25° a 3° . Se localizan una serie de ápices en estas rampas, considerando que los más jóvenes son los de arriba debido a la migración de los barrancos y la erosión remontante de las cabeceras, Fig. 44-a.

La zona tiene un clima semiseco donde la precipitación más baja (700 mm) (Fig. 4), se registra en el valle intermontano, origina que los arroyos son de poco caudal con una gran carga proveniente del piedemonte y la montaña, cuando no tiene el poder erosivo necesario comienza la agradación. Sobre estos abanicos la actividad agrícola es importante. Lugo H. (1989), menciona que la evolución

de los abanicos aluviales es compleja y se puede deber a cambios climáticos o por desviación del cauce.

- **Abanicos aluviales**

Estos abanicos son aislados y pequeños, se localizan al NW del área de estudio en el valle del río Tepecoacuilco (Fig. 30), cerca de éste, por lo que su material es arrastrado por su cauce, relacionándose con el drenaje anastomosado, que como menciona Thornbury, W. (1960), este tipo de avenamiento es característico de los ríos que cruzan abanicos aluviales.

El material proviene de laderas de tobas y brechas volcánicas donde se desarrollan superficies de cimas agudas; y de la caldera. Las corrientes que las originan son de pequeña longitud, ya que, como argumentan Longwell y Flint (1981), una pequeña corriente cuya carga es relativamente gruesa forma un abanico más corto, Fig. 42.

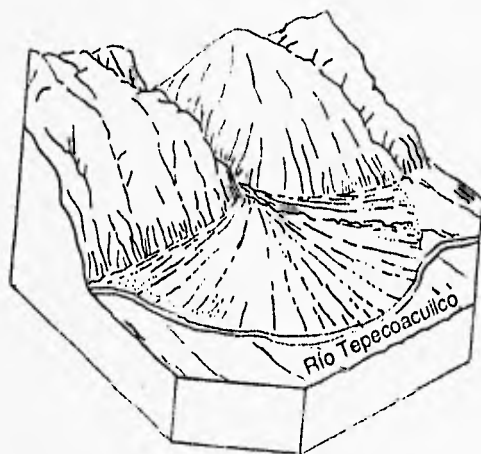


Fig. 42. Esquema de un abanico aluvial en el río Tepecoacuilco

• **Lecho de inundación**

La llanura aluvial está integrada por terrazas y el lecho de inundación. Lugo H. (1989), define al lecho de inundación como la porción del fondo de un valle que puede llegar a ser cubierta por las aguas durante las avenidas. Se forma cuando se ensancha un recodo del río, el cauce se erosiona por la parte externa de la curva mientras que construye una franja de terreno relativamente llano en la parte interior de la misma que corresponde al lecho de inundación, Fig. 43.

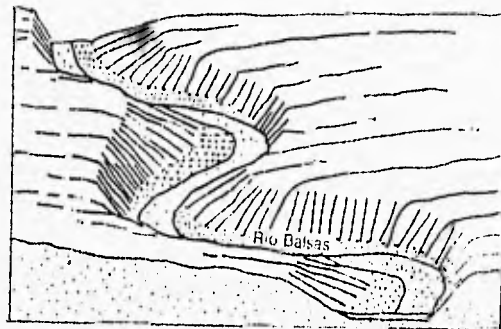


Fig. 43. Representación de un lecho de inundación en zona de meandros, similar al río Balsas.

Este lecho está formado por barras compuestas en gran parte por arena y grava transportadas como carga de fondo arrastradas desde las partes externas de las curvas inmediatamente río arriba.

En el área de estudio, las características del lecho de inundación están relacionadas con los meandros que forman el río Balsas y el sistema anastomosado del río Tepecoacuilco, Fig. 30.

El sistema hidrológico del río Balsas se integró después de la depositación lacustre, las tobas y areniscas tobáceas de la Formación Oapan de mediados del

Plioceno, son depósitos continentales que se acumularon en fosas tectónicas y sinclinales. En esta región el río forma meandros encajados. Longwell y Flint (1981), define a los meandros como curvas o recodos en el cauce de una corriente.

Thornbury, W. (1960), divide a los meandros en libres y encajados, éstos últimos en encajonados y esculpidos. Los encajados esculpidos muestran una asimetría pronunciada del perfil transversal, con pendientes socavadas en el lado de afuera de las curvas del meandro y pendientes de deslizamiento en el lado interno; este tipo corresponde al transecto del río Balsas en su recorrido por la zona de estudio.

Como se observa en la Fig. 44, los perfiles transversales del río presentan asimetría en las laderas del valle. En la región central en los meandros de San Agustín Oapan y Analco el lecho de inundación es más ancho en la parte interior del meandro y no existe en la externa de la curva donde se encuentran las zonas de ataque más representativas; asimismo, aquí se localizan las terrazas fluviales más anchas y numerosas, esto se observa en la Fig. 18, donde el perfil muestra mayor extensión de la llanura aluvial en esta zona, aunque el lecho de inundación es angosto en comparación con la superficie de terrazas.

Thornbury, W. (1960), argumenta que los meandros encajados esculpidos se desarrollan donde la roca circundante de los valles es débil y la carga del río es grande. En esta zona el tipo de roca es susceptible a la erodabilidad, son areniscas tobáceas de la Formación Oapan y conglomerados calizos de la Balsas, que se depositaron en condiciones lacustres en zonas bajas como fosas tectónicas.

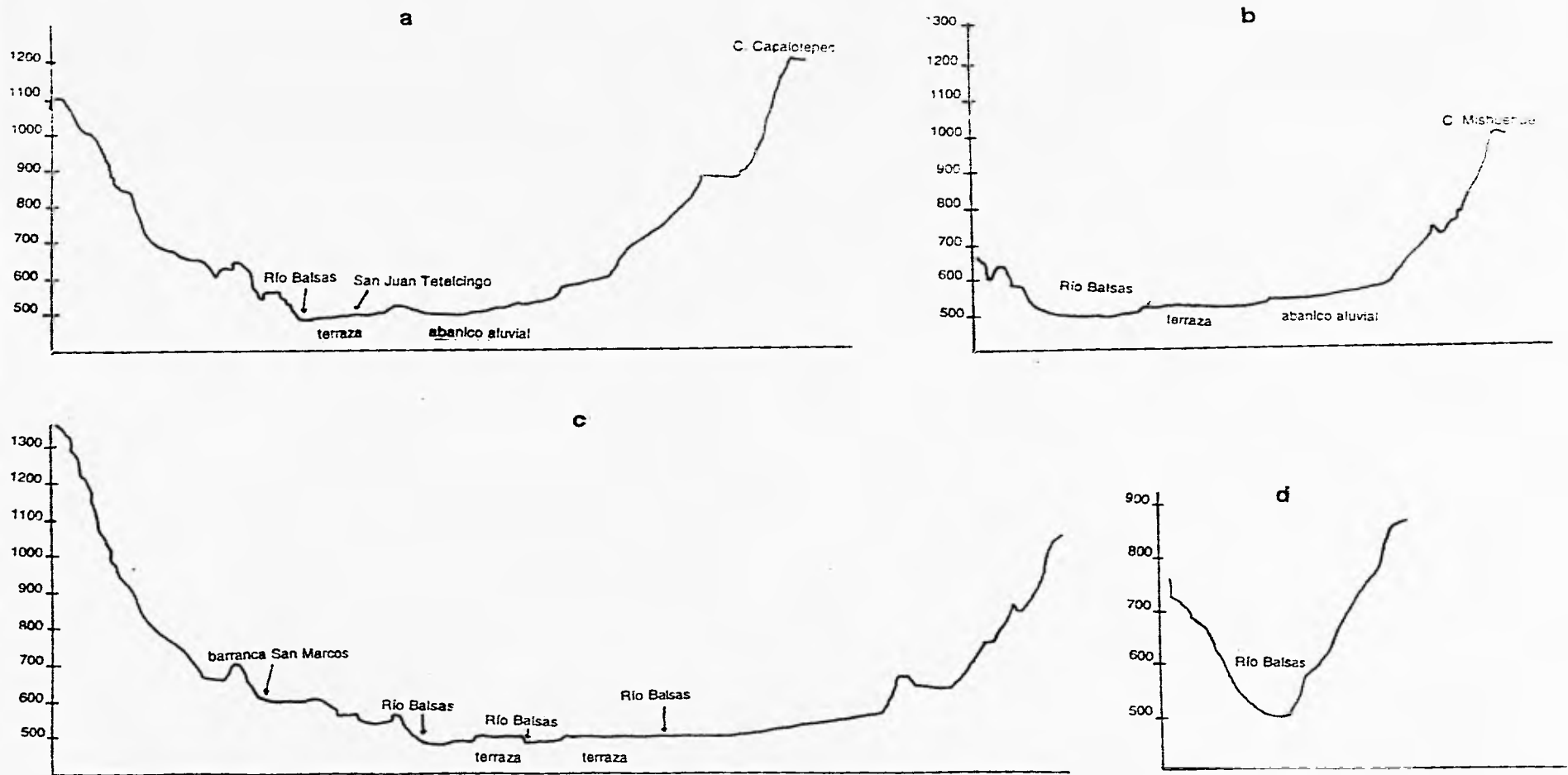


Fig. 44. Perfiles transversales de la llanura aluvial del río Balsas, muestran asimetría las laderas del valle. a) Tetelcingo; b) Oacotzingo - Analco; c) Oapan - Tecuixiapan; d) Tula del Río
La trayectoria de los perfiles aparece en la figura 25

En este transecto el río evidencia control estructural que se observa donde hace curvas muy próximas al ángulo recto que coinciden con las zonas de ataque (Fig. 19). De acuerdo a las características mencionadas originan que el lecho de inundación sea el más ancho en esta zona.

Al este y oeste el lecho de inundación es más reducido y los meandros del río son encajados esculpados. En el perfil *d* de la Fig. 44, cerca de Tula del Río y en la Fig. 28 perfil **C - C'** se observa la asimetría de las laderas de los valles y el reducido lecho de inundación. En esta región se encuentran sobre brechas y tobas volcánicas, calizas y lutitas calcáreas de las formaciones Tetelcingo y Mexcala que presentan mayor resistencia a la erodabilidad y su estructura es diferente.

El lecho de inundación del río Tepecoacuilco es ancho al sur de Xalitla, más angosto al norte y desaparece en el sur para desembocar en el Balsas. La mayor amplitud del lecho se presenta en su diseño anastomosado (Fig. 20). Thornbury, W. (1960), menciona que este tipo está indicado por los ríos que se dividen en canales entrelazados y separados unos de otros por islas o bancos, es típico de los lechos de inundación.

Strahler, A. (1979), explica que cuando en una corriente existe más cantidad de materiales rocosos de los que puede transportar, el material se deposita en el fondo del cauce. La agradación origina cauces anchos y poco profundos. La corriente se divide y subdivide en dos, tres cuatro o más canales que discurren unos al lado de los otros.

Estos canales son comunes en las regiones secas donde el caudal del río es reducido, caen grandes cantidades de roca en el interior del cauce, tal como sucede en el río Tepecoacuilco que al atravesar la parte baja de las laderas de la caldera y la de brechas y tobas volcánicas, donde se forman abanicos aluviales y superficies de divisorias agudas, proporcionan gran carga al río, por ser materiales deleznable. Este sistema ha cortado abanicos aluviales aumentando su carga, Fig. 30.

• **Terrazas fluviales no diferenciadas**

Se definen como una superficie plana o débilmente inclinada, por lo general estrecha y alargada, delimitada por cambios bruscos de pendiente. Son vestigios de llanuras aluviales anteriores, se forman cuando por la erosión se desarrolla otro fondo plano de valle por debajo del techo del valle anterior, Fig. 45.

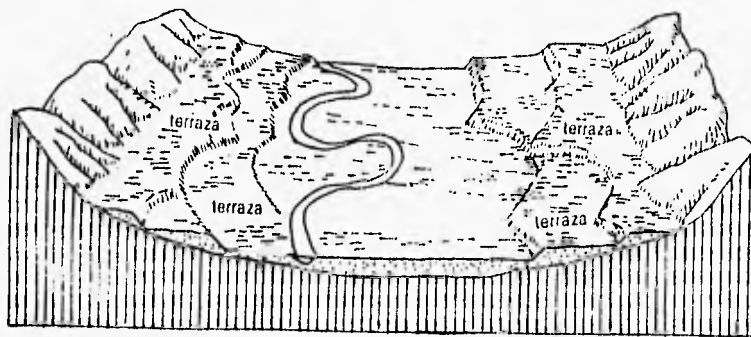


Fig. 45. Esquema de terrazas fluviales, según Longwell y Flint (1981)

Gorskov, Y. (1970), las clasifica en: terrazas de erosión, de acumulación y compuestas. Las de acumulación son aquellas en que el bancal y el relleno

están totalmente formados por depósitos aluviales. Lugo H. (1989), argumenta que las terrazas se originan por cambios en el régimen hidrológico o por movimientos tectónicos.

Las terrazas que se presentan en las márgenes del río Balsas, en la zona de estudio, son acumulativas, debido a que presentan material aluvial en su superficie. Se localizan en mayor extensión y número en la zona de meandros de San Agustín Oapan donde el río presenta un control estructural y meandros abandonados, pueden deberse a movimientos tectónicos que se observan por el basculamiento de su superficie (Fig. 30). Thornbury, W. (1960), menciona que el declive en una terraza estructural está determinado por la inclinación de la roca. El lecho abandonado se localiza entre terrazas.

Hacia el oeste se continúan por la margen sur del río hasta perderse, en la margen norte, en las cercanías del poblado de San Juan Tetelcingo, tienen mayor extensión; es posible que se desarrollaron en las dos márgenes pero el río las erosionó al norte.

Hacia el este se presenta en ambas márgenes del río, formando franjas angostas hasta llegar a Ozomatlán y Ostotipan, donde su extensión es mayor, Fig. 30.

Thornbury, W. (1960), divide las terrazas en cíclicas, aquellas que están en pares o se corresponden en altitud a lo largo de un tramo particular del valle; no cíclicas cuando son impares con altitudes diferentes. En el caso de las terrazas del río Balsas, en esta zona, se consideran no diferenciadas, su superficie se ha modificado y han sido erosionadas posiblemente algunas por el río, en consecuencia es difícil clasificarlas como cíclicas o no cíclicas.

La densidad de la disección es de 2.5 a 3.5 km/km² en San Agustín Oapan y hasta 4.5 km/km² en San Juan Tetelcingo. La profundidad es de 1 a 20 m.

En las terrazas de mayor extensión se localizan poblados y zonas agrícolas importantes, ya que, como menciona Strahler, A. (1979), las terrazas son útiles para la agricultura y ofrecen ventajas en comparación con las llanuras de inundación por su altitud.

- ***Lecho abandonado y colmatado***

Las curvas de los meandros se van acentuando más hasta que los recodos se intercomunican por tangencia, a este fenómeno se le llama estrangulación. Longwell y Flint (1981), describen el proceso de estrangulamiento cuando la margen del meandro que queda corriente abajo puede verse obstaculizada por un banco de material resistente mientras que la margen del lado de agua arriba, produce migrando más rápidamente, una intersección en el "cuello" del meandro. Un remanente del meandro quedará como un núcleo del meandro, y el tramo abandonado situado alrededor de él se denomina meandro o lecho abandonado.

El lecho abandonado, con el tiempo se llenará con materiales de limo y arcilla y formará en el valle aluvial lo que se ha denominado un tapón arcilloso.

En el recorrido del río Balsas en la zona de estudio se encuentran dos lechos abandonados en los poblados de San Agustín Oapan y Analco, entre terrazas fluviales, que se han rellenado de depósitos aluviales, Fig. 30.

La densidad de la disección es de 2.5 a 3.5 km/km² en San Agustín Oapan y hasta 4.5 km/km² en San Juan Tetelcingo. La profundidad es de 1 a 20 m.

En las terrazas de mayor extensión se localizan poblados y zonas agrícolas importantes, ya que, como menciona Strahler, A. (1979), las terrazas son útiles para la agricultura y ofrecen ventajas en comparación con las llanuras de inundación por su altitud.

• ***Lecho abandonado y colmatado***

Las curvas de los meandros se van acentuando más hasta que los recodos se intercomunican por tangencia, a este fenómeno se le llama estrangulación. Longwell y Flint (1981), describen el proceso de estrangulamiento cuando la margen del meandro que queda corriente abajo puede verse obstaculizada por un banco de material resistente mientras que la margen del lado de agua arriba, produce migrando más rápidamente, una intersección en el "cuello" del meandro. Un remanente del meandro quedará como un núcleo del meandro, y el tramo abandonado situado alrededor de él se denomina meandro o lecho abandonado.

El lecho abandonado, con el tiempo se llenará con materiales de limo y arcilla y formará en el valle aluvial lo que se ha denominado un tapón arcilloso.

En el recorrido del río Balsas en la zona de estudio se encuentran dos lechos abandonados en los poblados de San Agustín Oapan y Analco, entre terrazas fluviales, que se han rellenado de depósitos aluviales, Fig. 30.

• **Escarpa**

Se entiende por escarpa a una ladera abrupta o a desplome, de altura variable, que puede formarse por distintas causas: tectónicas, por la abrasión (erosión marina), por procesos gravitacionales, glaciales y tectógenos. En el área de estudio las escarpas se localizan al norte y sur en montañas de calizas; al oeste sobre brechas y tobas; al este en areniscas tobáceas; y limitando terrazas aluviales, Fig. 30.

Al sur de Ameyaltepec, se presenta la escarpa de falla San Marcos que como menciona Lugo H. (1989), es un plano del flanco elevado de una falla normal que se reconoce en el relieve por el aspecto de una ladera empinada o vertical. Es una falla de edad Miocénica, Nájera Garza (1956) (Cuadro 3), tiene una orientación NW 40 ° E.

V. BLOQUES TECTONICOS

El presente capítulo tiene por objeto caracterizar el relieve en función de un arreglo estructural en bloques a partir de su diferente disposición espacial, sus rasgos morfométricos, comportamiento morfodinámico y composición litológica. Para el análisis de los bloques se considera el estudio previo geológico, sísmico y geomorfológico.

El estudio de bloques está encaminado a detectar el plano estructural 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 el relieve, (Ortiz P. *et. al.* 1992).

5.1. Bloques de la Cuenca Media del Balsas: San Juan Tetelcingo.

Los eventos tectónicos que se llevaron a cabo en la zona han originado estructuras como pliegues, fallas y bloques basculados (Fig. 14), los cuales se han formado durante la Orogenia Laramide, y su etapa distensiva posterior; los volcanoclásticos del Terciario temprano apenas se ven afectados en forma principalmente penecontemporánea por fallamiento tensional, Frausto M. (1995).

Etapas orogénicas posteriores afectan las rocas terciarias, conglomerados calizos, volcánicos y areniscas tobáceas, en forma de escasas intrusiones, volcanismo reciente en zonas restringidas y fallas tensionales que propician

basculamientos locales. En el Plioceno y Pleistoceno, no se observa evidencia de fallamiento tectónico; por lo que se concluye que la zona es tectónicamente inactiva. La estructura geológica tiene un reflejo directo en el relieve, permitiendo definir mesobloques y bloques.

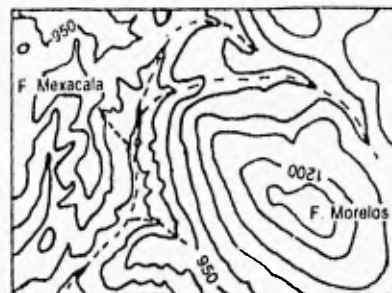
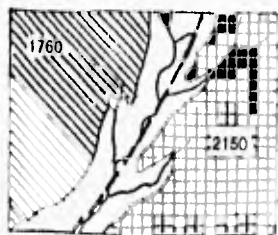
5.1.1. Diferenciación de las estructuras en bloques.

La diferenciación de los bloques de la Cuenca Media del Balsas: San Juan Tetelcingo, se hizo en función de los criterios propuestos por Orlova V. (1981), Kostenko, N. (1975), V. Bashenina *et. al.* (en Demek 1978) y Y. Simonov (en Zamorano O. 1990) todos ellos en Frausto M. (1995), que consiste en detección y diferenciación de alineamientos del relieve, análisis de contraste altitudinal, caracterización morfológica y morfogenética; así como, el análisis comparativo de los aspectos geológicos de la zona.

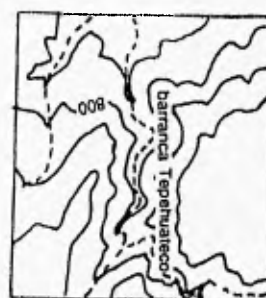
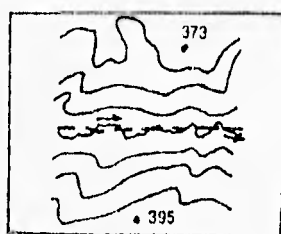
Para la delimitación de las estructuras en bloques se consideran los siguientes criterios:

- Análisis de los elementos lineales del relieve, destacando los diferentes diseños y sistemas de orientación. Orlova V. (1981), propone los siguientes parámetros para identificar alineamientos que se relacionen con límites de bloques:

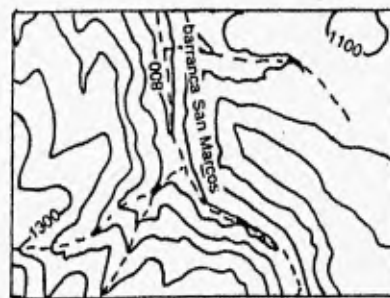
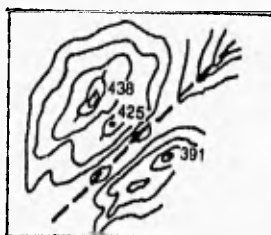
a) *Sectores lineales de valles que diferencian dos regiones altitudinales*, esto se observa en el límite de las formaciones Morelos (calizas y dolomías) y Mexcala (calizas, lutitas y limolitas), Fig. 46.



A



B



C

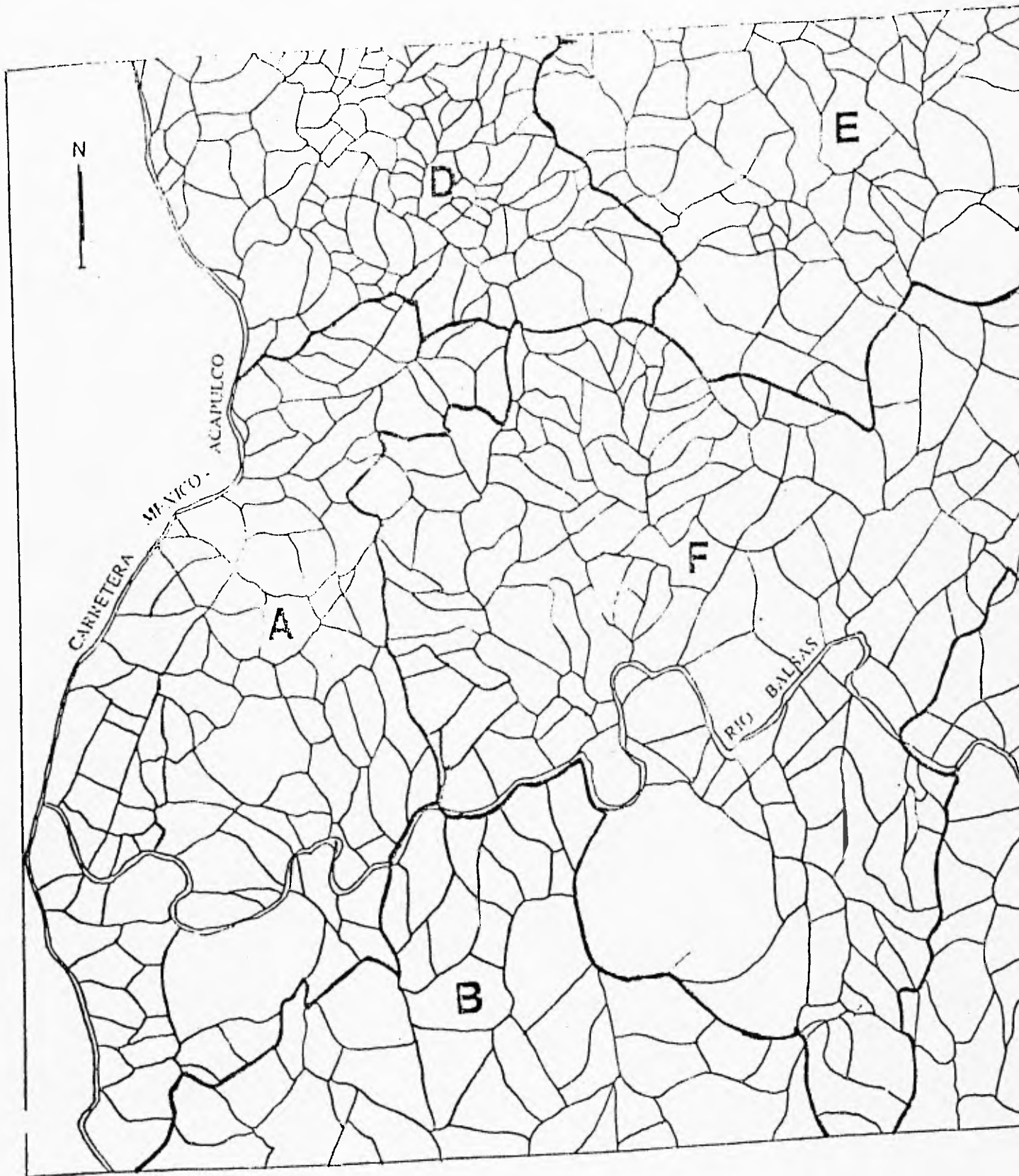
Fig. 46. Esquemas comparativos que se relacionan con límites de bloques propuestos por V. Orlova (1981). A) Sectores lineales de valles que diferencian dos regiones altitudinales, esto se observa en la zona en el límite de las formaciones Morelos y Mexcala; B) Sectores lineales de valles con profundidad de la disección superior a los 200 m, dividen dos regiones con poca diferencia de altitud, esto se desarrolla en la zona en rocas calizas de la Formación Morelos en laderas superiores de valle; C) "Narices" estructurales que indican fracturamiento en bloques, originando dos unidades que forman pisos altitudinales.

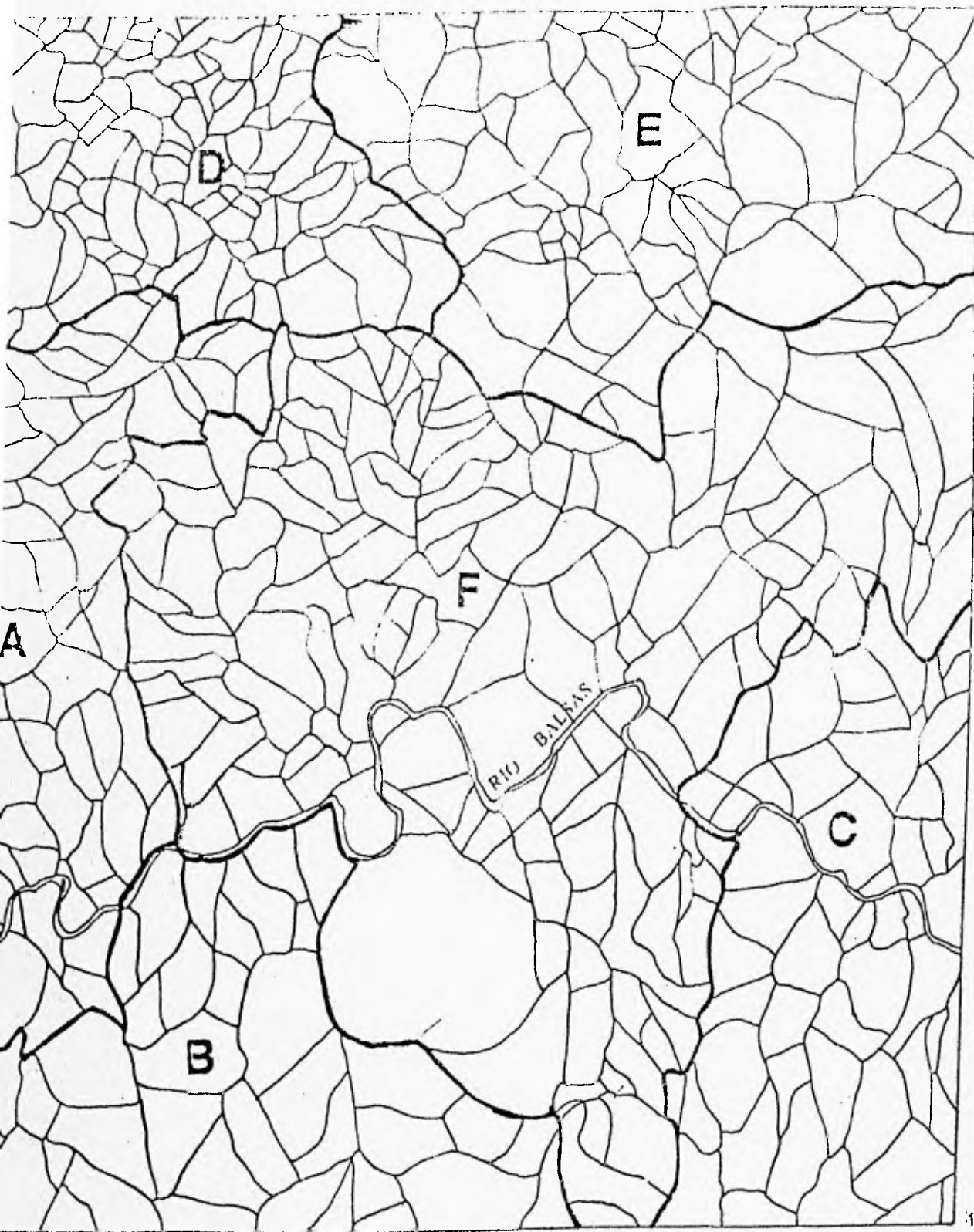
b) *Sectores lineales de valles con profundidad de la disección superior a los 250 m* dividen dos regiones que tienen poca diferencia de altitud, esto se desarrolla en las rocas calizas de la Formación Morelos en las laderas superiores, Fig. 46.

c) "*Narices*" *estructurales* que indican fracturamiento en bloques, originando dos unidades que forman pisos altitudinales, este criterio tiene mayor expresión en la delimitación de fronteras de bloques, Fig. 46.

Otros criterios considerados son los valles fluviales de 5º y 6º orden, ángulos rectos que forman los meandros del río Balsas que indican control estructural, como menciona Coque, R. (1984), la disposición de los elementos hidrográficos **presenta**, a veces, un aspecto geométrico que denota también una estrecha dependencia respecto a las características estructurales. Los valles de fractura tienen trazos rectos y confluencias angulosas, Fig. 19.

Con base a lo anterior y a la metodología usada por Frausto M. (1995), se diferenciaron 555 bloques, los cuales se agruparon en seis zonas de acuerdo a sus características litológicas y estructurales (Fig. 47). Por ejemplo, en las zonas de lutitas la secuencia presenta un mayor plegamiento, los bloques son de menor área (menores a 20 km²) asimismo, su anchura (menor de 750 m). Por el contrario, en las rocas calizas poco plegadas, los bloques tienen mayor área (10 a mayor de 80 km²), y son más anchos (800 a mayor de 1400 m). En los conglomerados Terciarios, no existen deformaciones, los bloques presentan una media de (5 a 30 km²), la logitud del eje menor es de 300 a 1250 m, Fig.52.







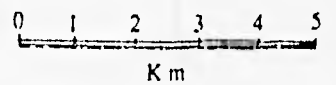
18° 05'

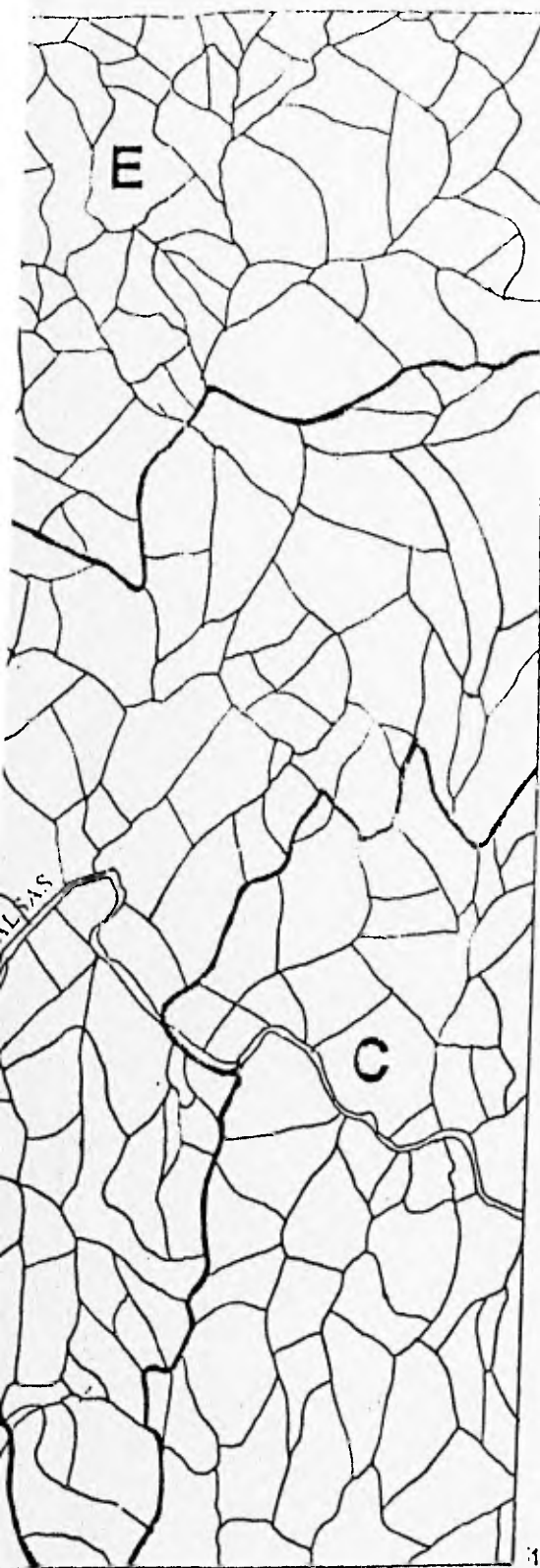
Fig. 47 MAPA DE REGIONALIZACION EN BLOQUE

REGION	CARACTERISTICAS LITOLOGICAS
A	Toba, brecha volcánica y basalto
B	Calizas y dolomías
C	Toba, brecha volcánica y conglomerado
D	Areniscas, limolitas y lutitas calcáreas
E	Calizas y dolomías
F	Areniscas tobáceas verdes

-  Límite de regionalización de las
-  Límite de las estructuras en bloques

17° 52'
99° 20'







18° 05'

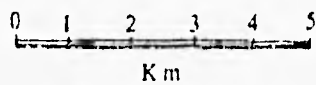
Fig. 47 MAPA DE REGIONALIZACION DE LAS ESTRUCTURAS EN BLOQUE

REGION	CARACTERISTICAS LITOLOGICAS
A	Toba, brecha volcánica y basalto de andesita
E	Calizas y dolomías
C	Toba, brecha volcánica y conglomerados calizos, arenisca y limolita
D	Areniscas, limolitas y lutitas calcáreas
E	Calizas y dolomías
F	Areniscas tobáceas verdes

 Límite de regionalización de las estructuras en bloque

 Límite de las estructuras en bloque

17° 52'
99° 20'



5.2. Caracterización de las estructuras en bloque.

Un bloque tectónico se define como una parte 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, rómbicas y poligonales. Los bloques se caracterizan por límites rectilíneos y alturas más o menos iguales.

Y. Simonov (en Zamorano O. 1990), diferencia los bloques en función de sus características morfométricas (Fig. 48): Altura absoluta (H) expresada en metros sobre el nivel del mar; Longitud del eje menor (E1) y eje mayor (E2) en metros; Altitud de la base del bloque (h3) resulta del promedio de la altitud de los puntos extremos del eje menor ($h1+h2/2=h3$); Altura relativa (h) se obtiene de la diferencia entre la altura absoluta y la altitud de la base ($H-h3=h$); Área del bloque (A) es el producto de la longitud del eje menor y el eje mayor ($E1 \cdot E2=A$). Del análisis de estos parámetros, las características lito-geológicas y la intensidad de la acción exógena, se parte para entender las particularidades morfológicas del relieve. Estos parámetros se presentan a continuación:

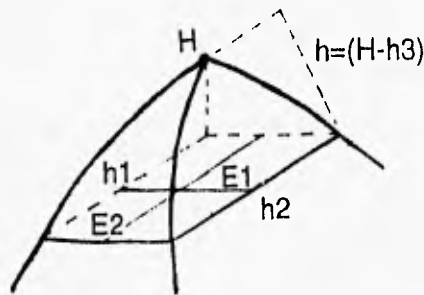


Fig. 48. Esquema de bloque mostrando los parámetros morfométricos para el análisis estadístico-matemático. Altura absoluta (H); puntos extremos del eje menor (h1+h2); altura relativa (h); eje menor (E1); y eje mayor (E2).

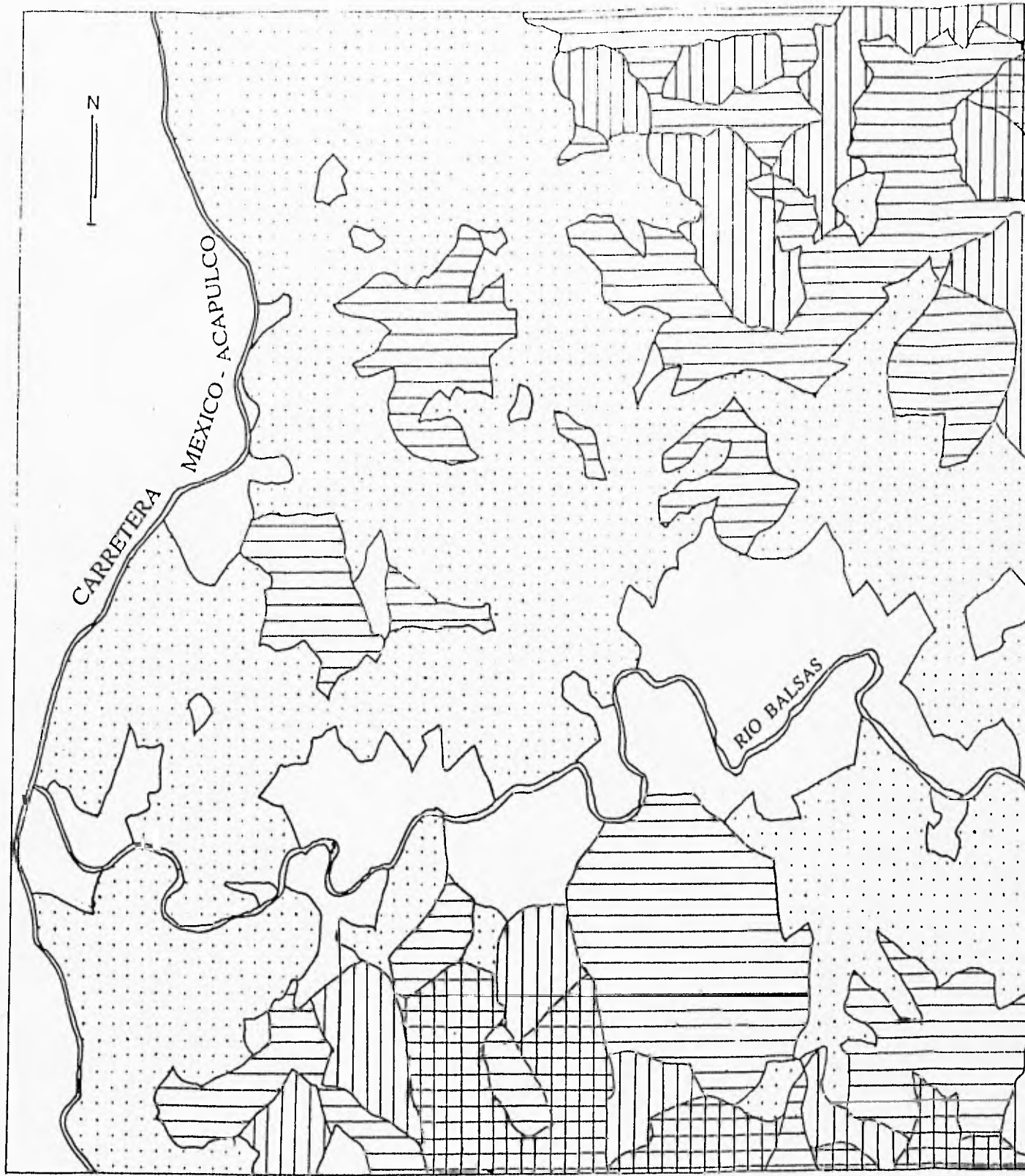
5.2.1. Altura absoluta

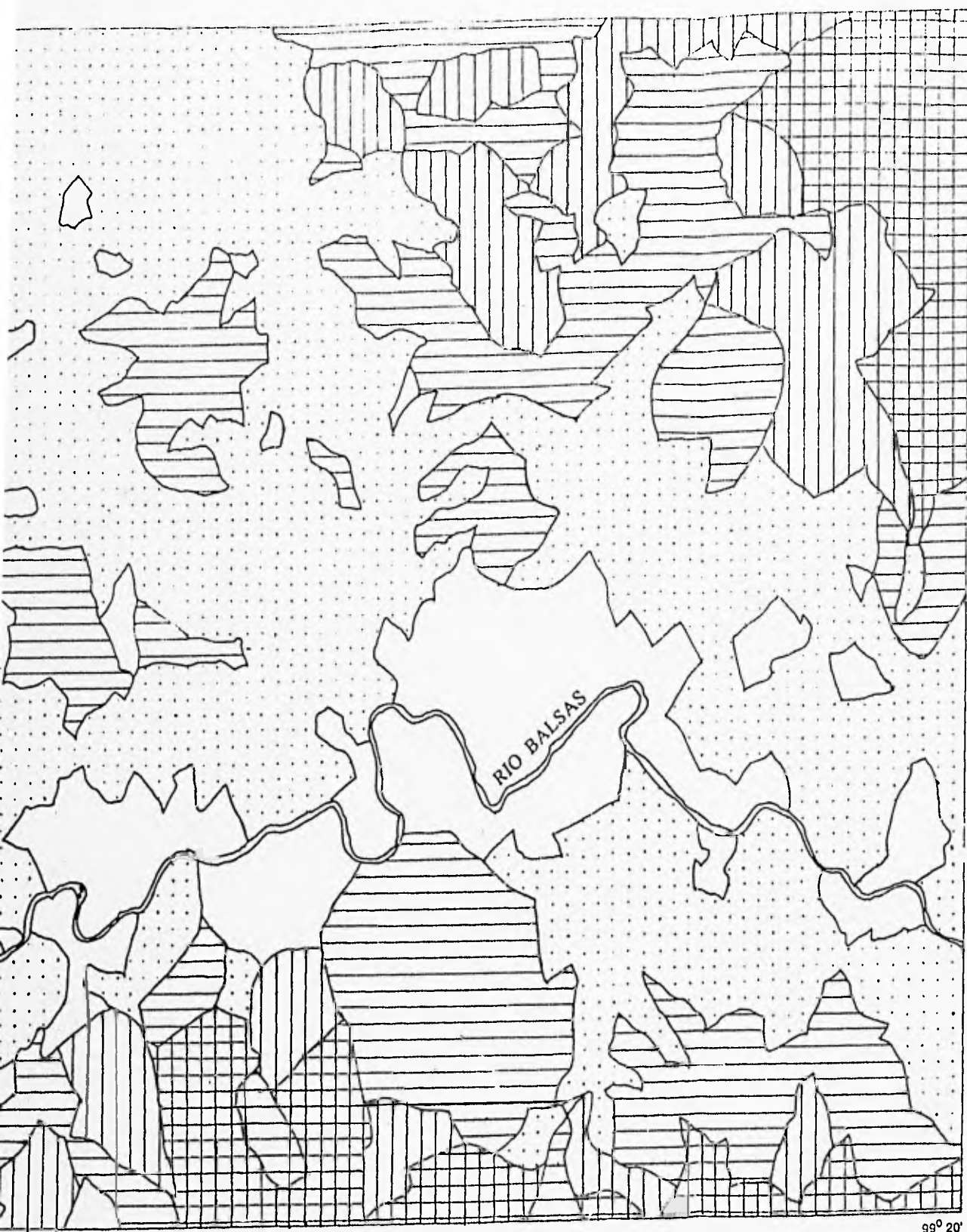
La altura absoluta (H), representa el punto más alto de cada bloque y corresponde a las cimas. Los procesos endógenos y exógenos que han actuado sobre ellas reflejan su distribución espacial. Los parteaguas representan los sitios mejor conservados y más estables del bloque, son remanentes erosivos que permiten reconstruir parte de los niveles y laderas primarias, así como la sucesión de impulsos tectónicos a los que se ha sometido el relieve.

Los valores de altura absoluta oscilan de 480 m a 1780 m, dando un desnivel topográfico de 1300 m, éste se ha dividido en 14 rangos para distinguir los contrastes altitudinales que se relacionan en forma estrecha con la regionalización morfológica; lo que se comprueba al observar la gráfica de la Fig. 49 que presenta una distribución modal de los datos. Se obtuvieron cinco grupos: 1. 400 a 700 m; 2. 700 a 1000 m; 3. 1000 a 1200 m; 4. 1200 a 1500 m; 5. 1500 a mayor de 1700 m.

El grupo 1 (400 a 700 m), representa el 14.7% del total de los bloques, se ubica en su mayoría sobre el valle intermontano en los poblados de San Miguel Tecuixiapan, San Agustín Oapan y San Juan Tetelcingo, donde la llanura aluvial es ancha (5500 m); en menor proporción se encuentra en el valle del río Tepecoacuilco cerca del poblado de Xalitla. Coinciden con las rocas terciarias tanto volcánicas como conglomerados continentales y areniscas tobáceas
Fig. 49.

Los bloques del grupo 2 (700 a 1000 m), representan el 53.6%, dentro de la regionalización de las estructuras en bloque, se ubican en las regiones A, B y F,





18° 05'

ALTURA ABS

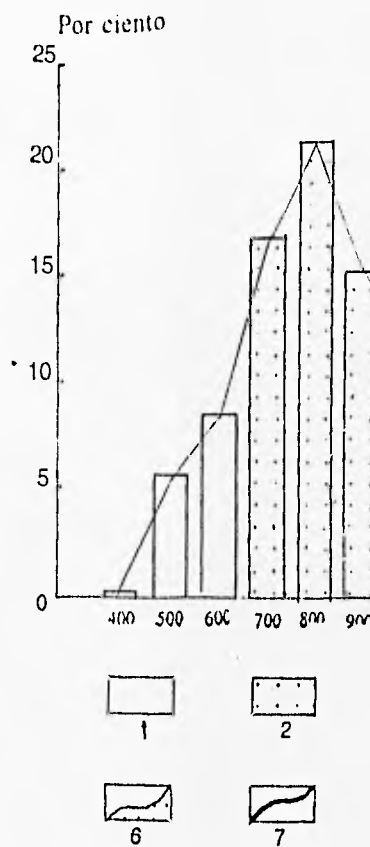
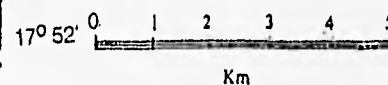
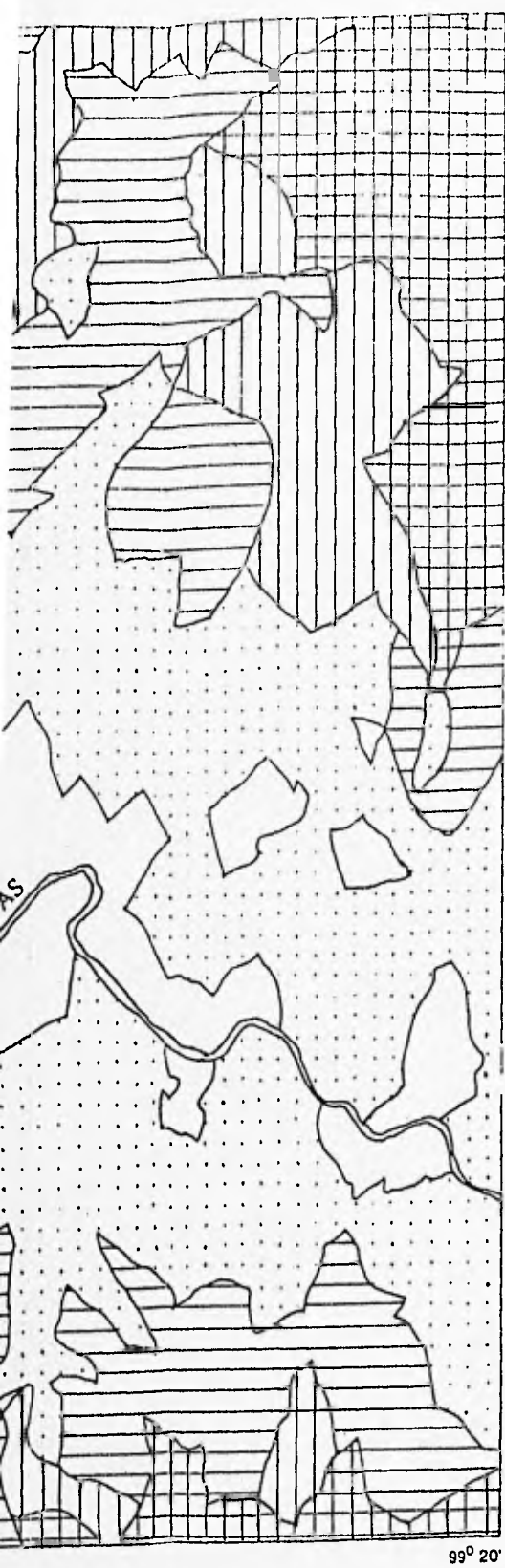


Fig. 49 Mapa y gráfica de las estructuras a su altura absoluta (msnm).

1. 400 a 700; 2. 700 a 1000; 3.
5. 1500 a mayor de 1700; 6. 1
7. Límite de regionalización d





18° 05'

ALTURA ABSOLUTA (msnm)

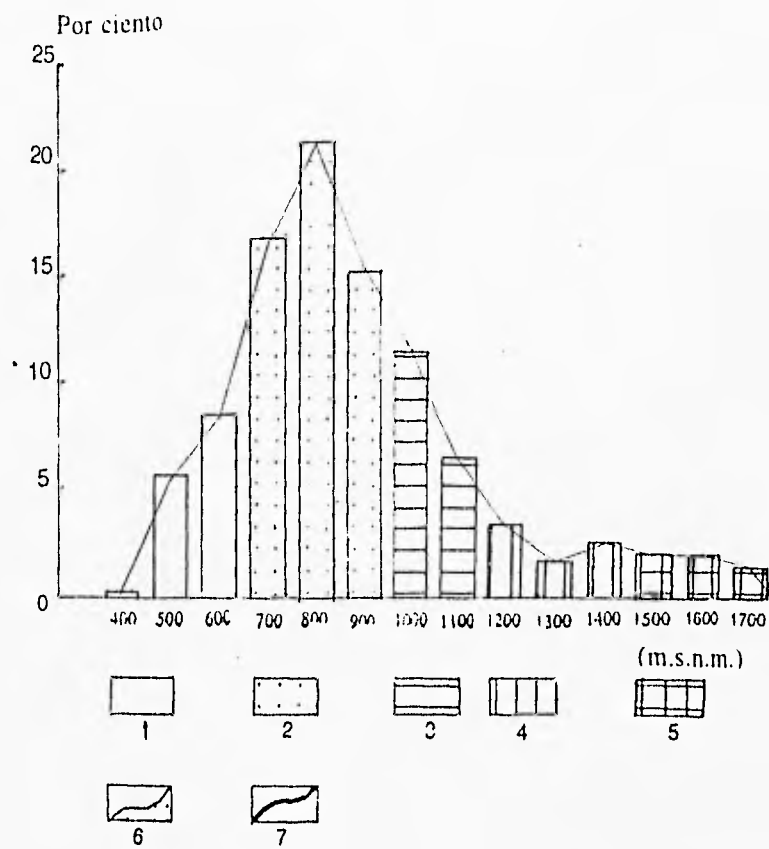
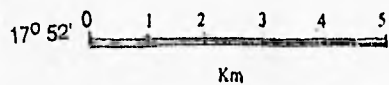


Fig. 49 Mapa y gráfica de las estructuras en bloque de acuerdo a su altura absoluta (msnm).

- 1. 400 a 700; 2. 700 a 1000; 3. 1000 a 1200; 4. 1200 a 1500;
- 5. 1500 a mayor de 1700; 6. Límite de grupo por altura absoluta;
- 7. Límite de regionalización de las estructuras en bloque.



99° 20'

Km

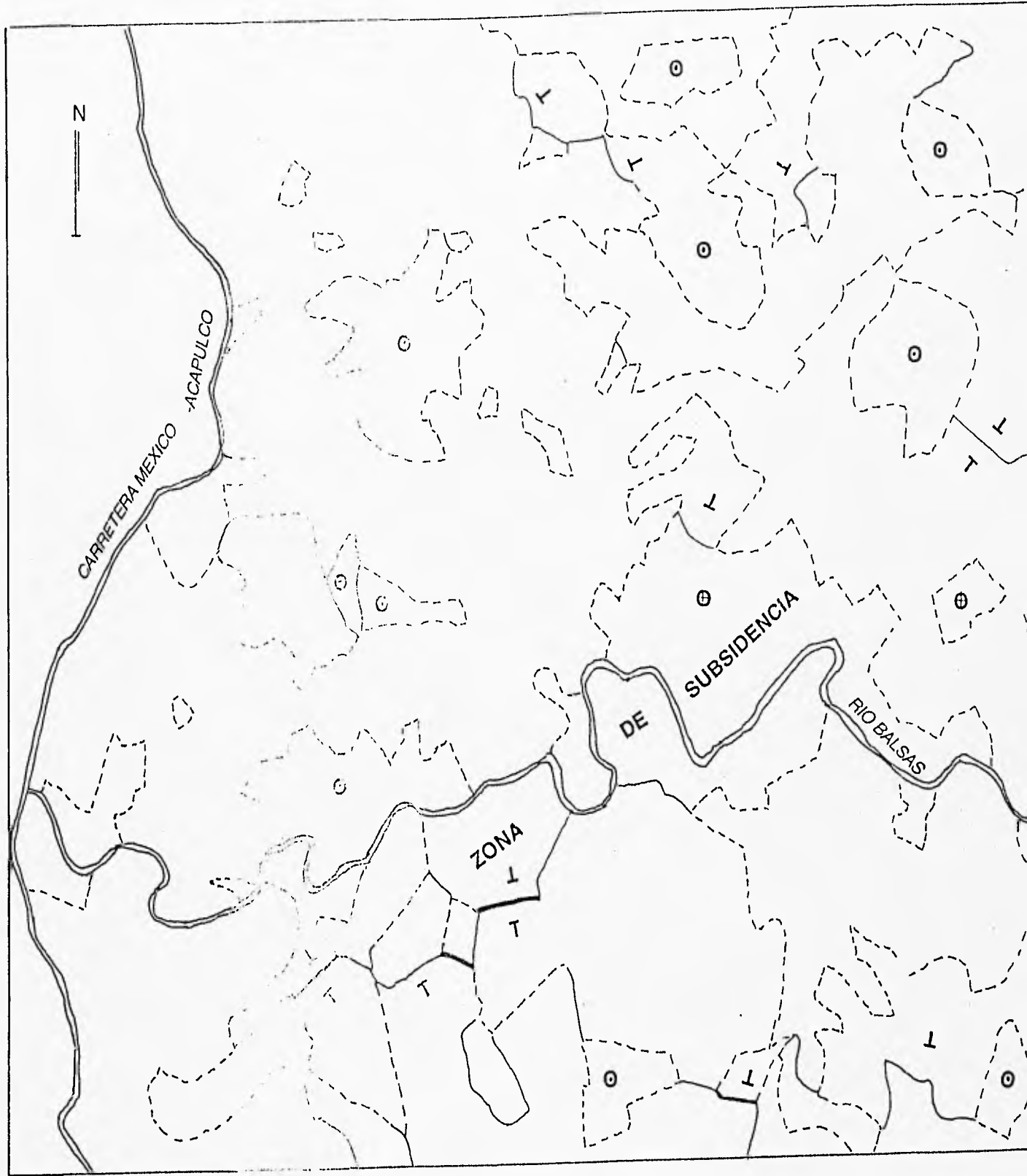
se extienden principalmente en el piedemonte sobre rocas terciarias, es la región con mayor erosión donde existen barrancas que marcan el límite con la montaña: la Tepehuateco, la Mazaloyolotepetl y San Marcos al sur, aquí también, se encuentran las zonas de lavado laminar más importantes, así como el mayor número de circos erosivos activos debido al tipo de roca.

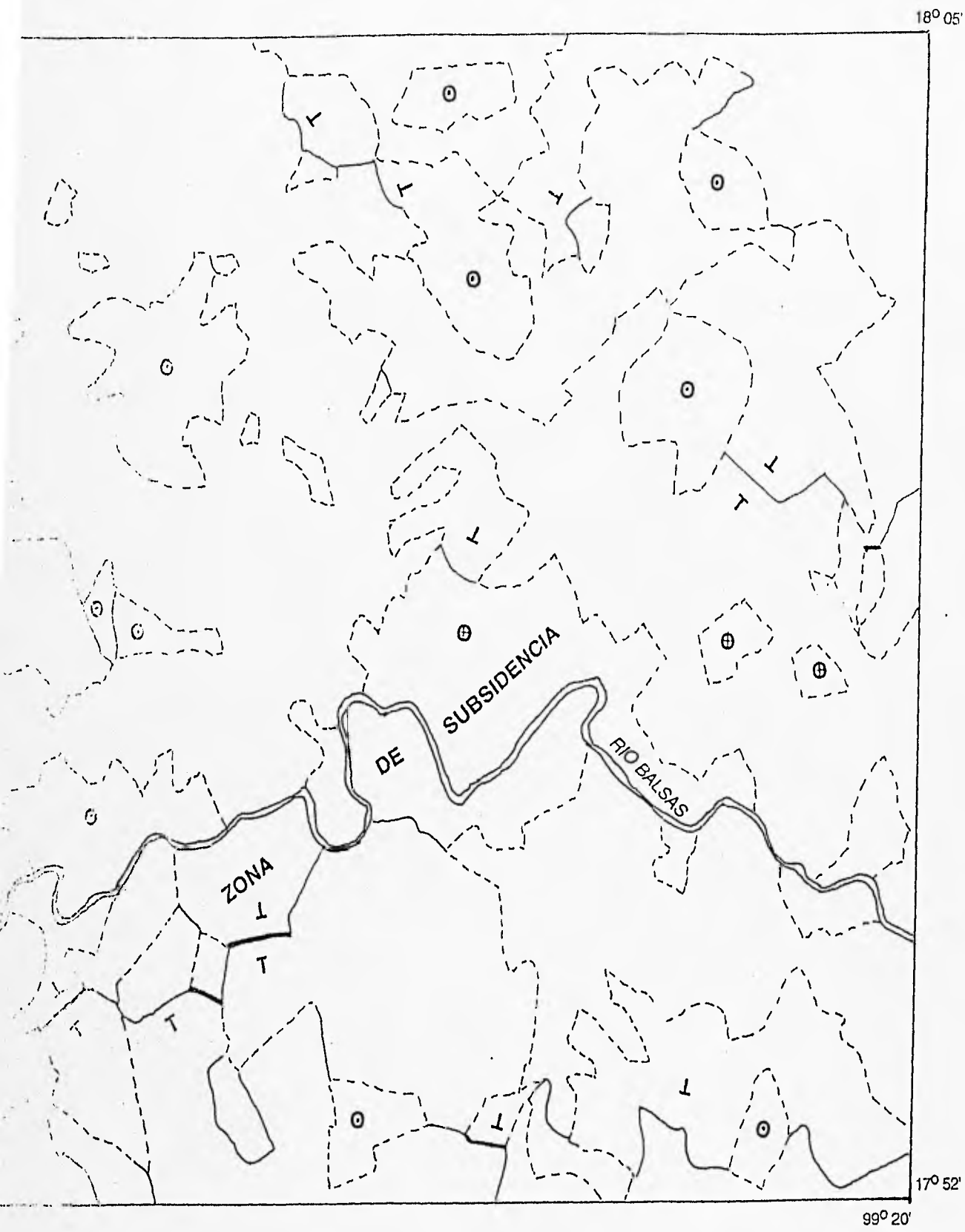
Los grupos 3, 4 y 5 se localizan en la zona de montaña coincidiendo con las regiones B, E y C, representan el 16.9%. Se distribuyen en rocas calizas del Cretácico las cuales son más resistentes a la erosión.

- **Contraste altitudinal**

Se considera que el contraste altitudinal se da cuando existe alguna irregularidad en el gradiente continuo de altitud, así Frausto M. (1995), parte de la premisa de existencia de un gradiente altitudinal de las laderas más o menos constantes 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), por lo que se buscan las causas que pudieron originarlo. 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 ha sido clasificado en débil, cuando los bloques se encuentran a un piso altitudinal de diferencia (300 m); moderados cuando hay un desfase entre dos pisos (500 m); y fuerte cuando el desfase es de tres pisos (800 m), Fig. 50.





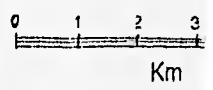
CONTRASTE ALTITUDINAL DE

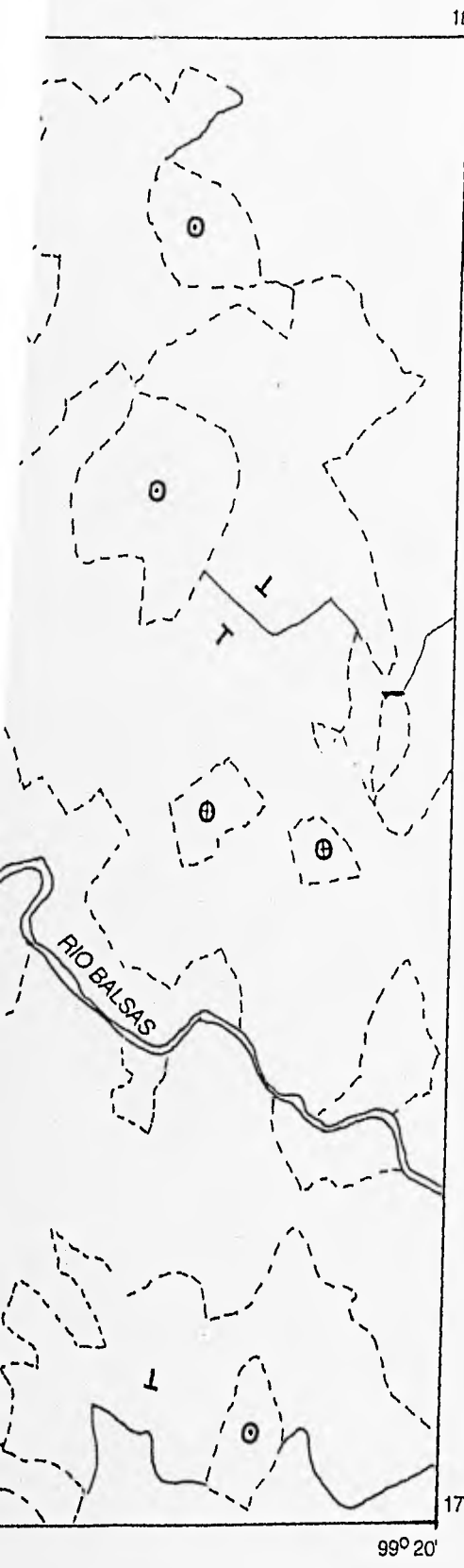
SEGUN LA ALTURA ABS

- 1 300 m
- 2 500 m
- 3 800 m
- 4
- 5
- 6

CONTRAS

Fig. 50. Mapa de distribución del co
fronteras, según la altura abs
1. Débiles; 2. Moderados; 3. l
del basculamiento del bloque
6. Bloque hundido.





CONTRASTE ALTITUDINAL DE LAS FRONTERAS

SEGUN LA ALTURA ABSOLUTA

--- 1 300 m

— 2 500 m

— 3 800 m

T 4

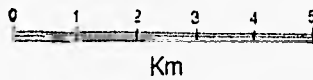
⊙ 5

⊕ 6

CONTRASTE ALTITUDINAL

Fig. 50. Mapa de distribución del contraste altitudinal de las fronteras, según la altura absoluta de los bloques:

- 1. Débiles; 2. Moderados; 3. Fuertes; 4. Dirección del basculamiento del bloque; 5. Bloque levantado; 6. Bloque hundido.



El contraste débil (300 m) se ubica en el límite de las zonas morfológicas, diferenciando el valle intermontano de piedemonte y la montaña. La pendiente representativa es de 3°. Es la frontera de la zona de subsidencia o hundimiento que corresponde a la zona de depositación, destacándose la formación de abanicos aluviales y terrazas en el valle del río Balsas.

El contraste moderado (500 m) es poco representativo y refleja desniveles que existen dentro de una misma región morfológica, como los lomeríos que se encuentran en el piedemonte y representan bloques levantados.

El contraste altitudinal fuerte se presenta en la montaña donde limita bloques con escarpas de aproximadamente 800 m de desnivel, se ubican al SW del río Balsas, coinciden con la falla Morelos que a la vez es el contacto litológico entre las formaciones Morelos y Mexcala; además de que separa al piedemonte y a la montaña.

5.2.2. Altura relativa

La altura relativa resulta de la diferencia entre la altura absoluta y la altitud de la base del bloque ($h=H-h_3$). Muestra la intensidad del levantamiento con respecto al bloque adyacente siendo el resultado un movimiento vertical relativo, asimismo, una erosión diferencial producto de las diversas unidades litológicas existentes. La distribución de los datos en la gráfica de la Fig. 51 representa la altura relativa donde se obtuvieron tres grupos: 1. menores a 100 m representa el 59.5%; 2. 100 a 400 m el 39.5%; 3. mayor a 400 m el 1.0%.

Los bloques del grupo 1 (menores a 100 m) (Fig.51), se ubican en las tres regiones morfológicas, aunque predominan en el valle del río Balsas, donde el contraste altitudinal es débil, es la zona de subsidencia y depositación con pendientes menores a 3° , la densidad de la disección varía de 2.5 a 5.0 km/km² y profundidad de 20 m.

En el grupo 2 (100 a 400 m), el contraste altitudinal es moderado, las unidades se distribuyen sobre todo en el piedemonte y la montaña, en el primero, al NW del poblado de San Agustín Oapan, el desnivel se debe principalmente a procesos erosivos, ya que, ahí se localizan circos erosivo-fluviales activos y zonas de lavado laminar; así también, se ubican las estructuras mesiformes donde la erosión es diferencial.

El tercer grupo (mayor a 400 m), representa sólo el 1.0% y se localiza en los extremos norte y sur en la zona de montaña, donde se dan los contrastes altitudinales fuertes en rocas calizas cretácicas, asimismo, corresponde con la unidad litológica de rocas que son más resistentes a la erosión, como los cerros Tepexoxoca, Ayutequio y Zoquiapan denotan lo anterior.

5.2.3. Area de los bloques

El área de las unidades en bloque es producto de la longitud del eje mayor y el eje menor ($E1 \cdot E2 = A$). Está en función de los patrones tectónicos, resaltando los procesos de fractura y fallamiento que dependen de la litología, dinámica tectónica y ubicación espacial. Los datos de la gráfica de la Fig. 52 tienen un comportamiento modal, en ella se identifican seis grupos.



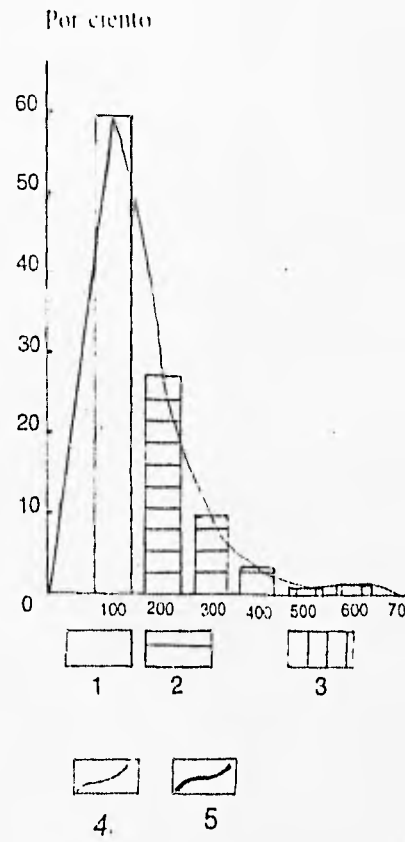
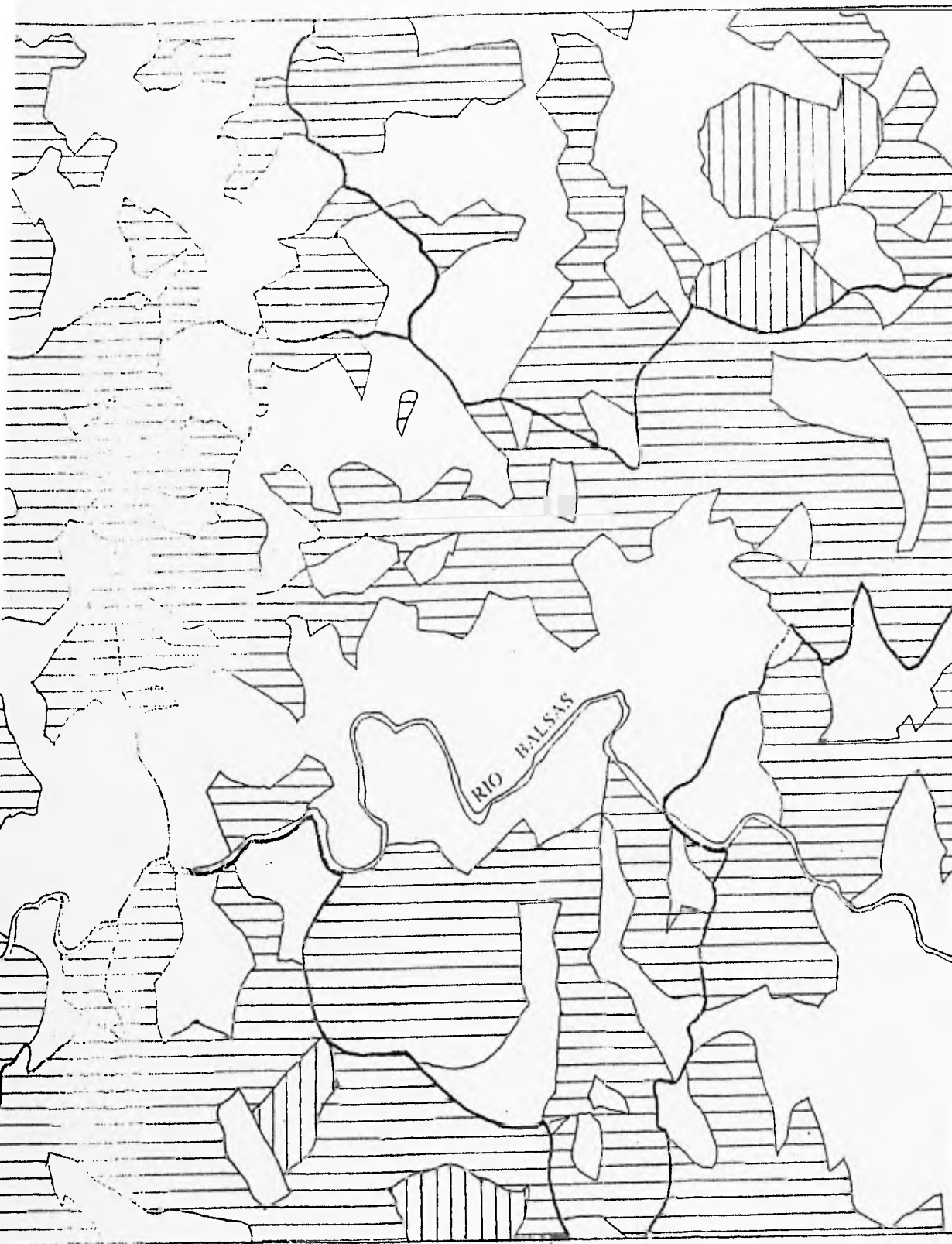
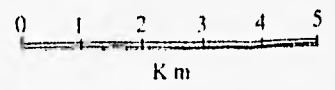
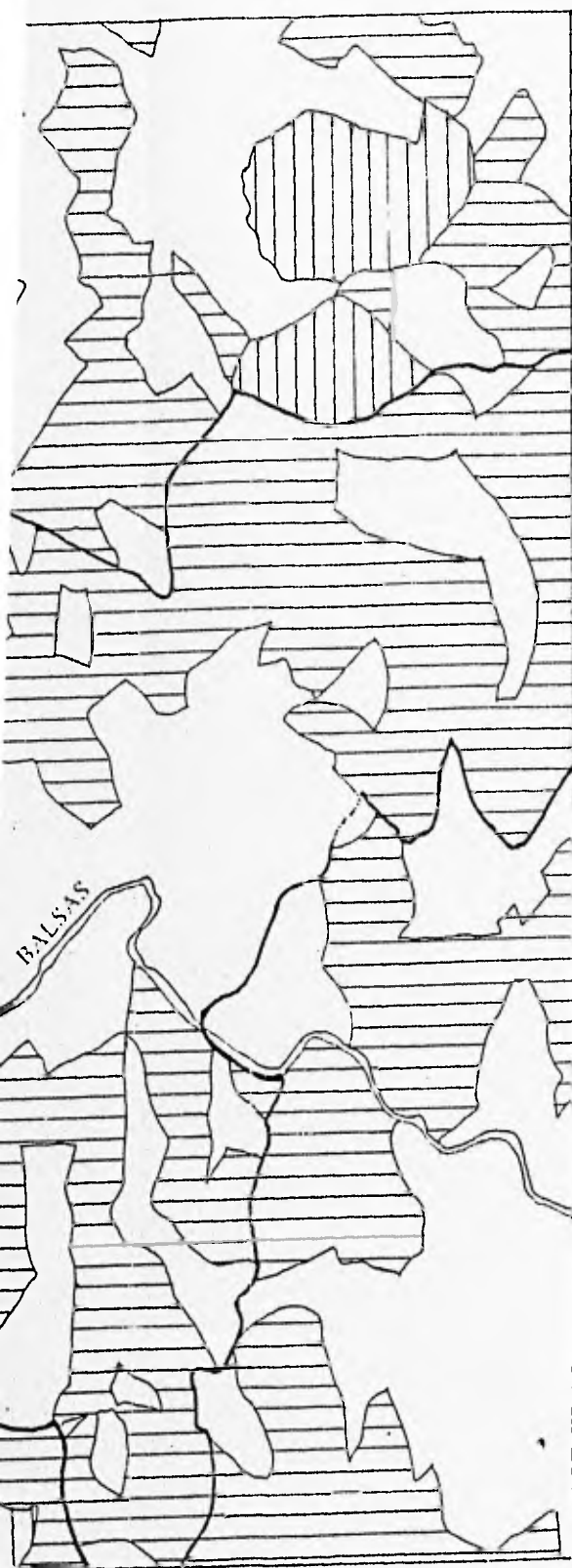


Fig. 51 Mapa y gráfica de las unidades en metros.
 1. Mayor a 100; 2. 101 a 400; 3. por altura relativa; 5. Límite de en bloque





18° 05'

ALTURA RELATIVA

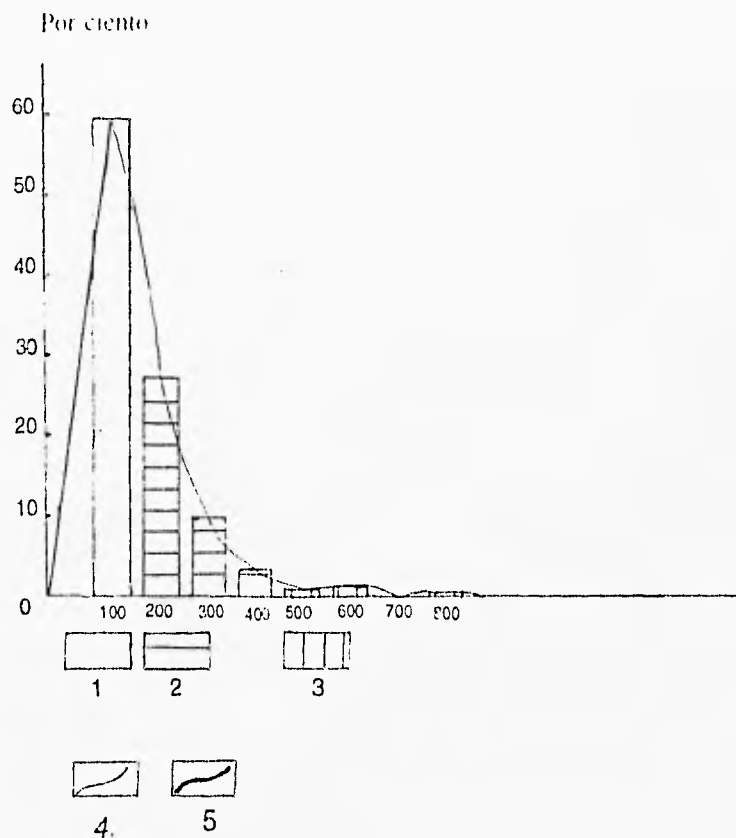
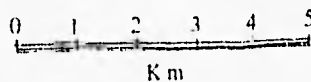


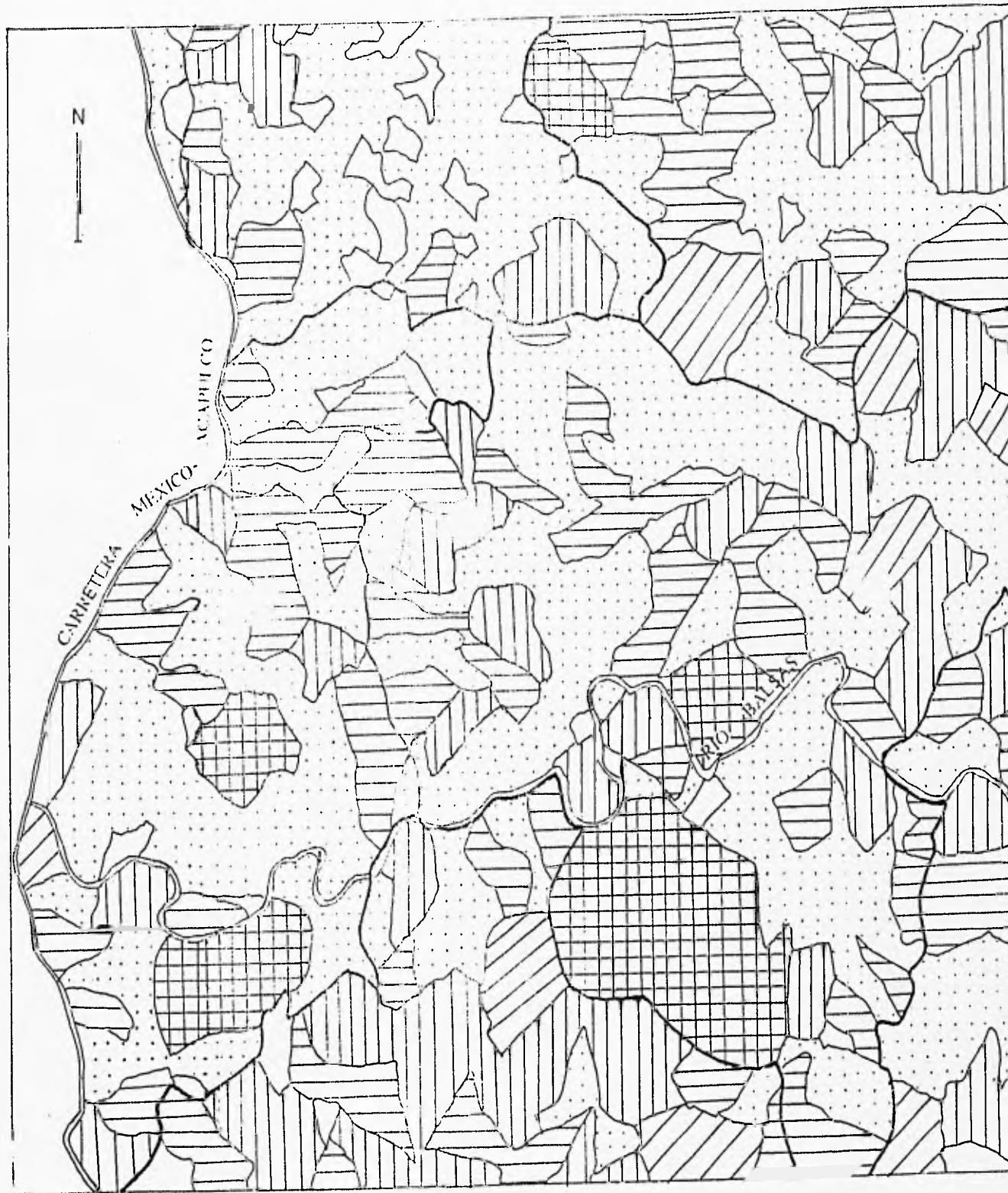
Fig. 51 Mapa y gráfica de las unidades en bloque por su altura relativa, en metros.

1. Mayor a 100; 2. 101 a 400; 3. Mayor a 400; 4. Límite de grupo por altura relativa; 5. Límite de regionalización de las estructuras en bloque

17° 52'

99° 20'





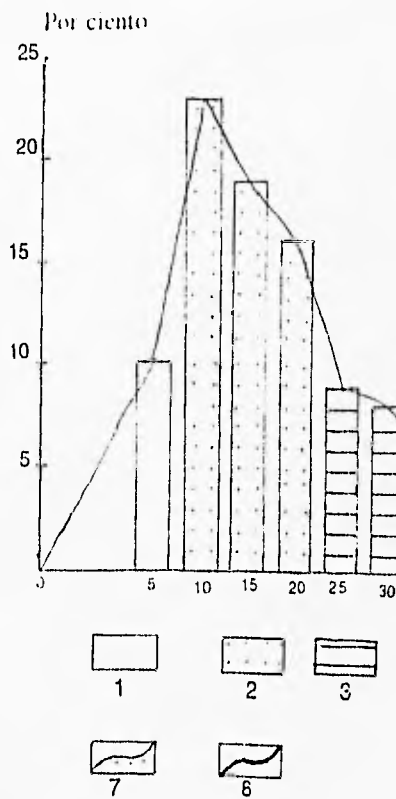
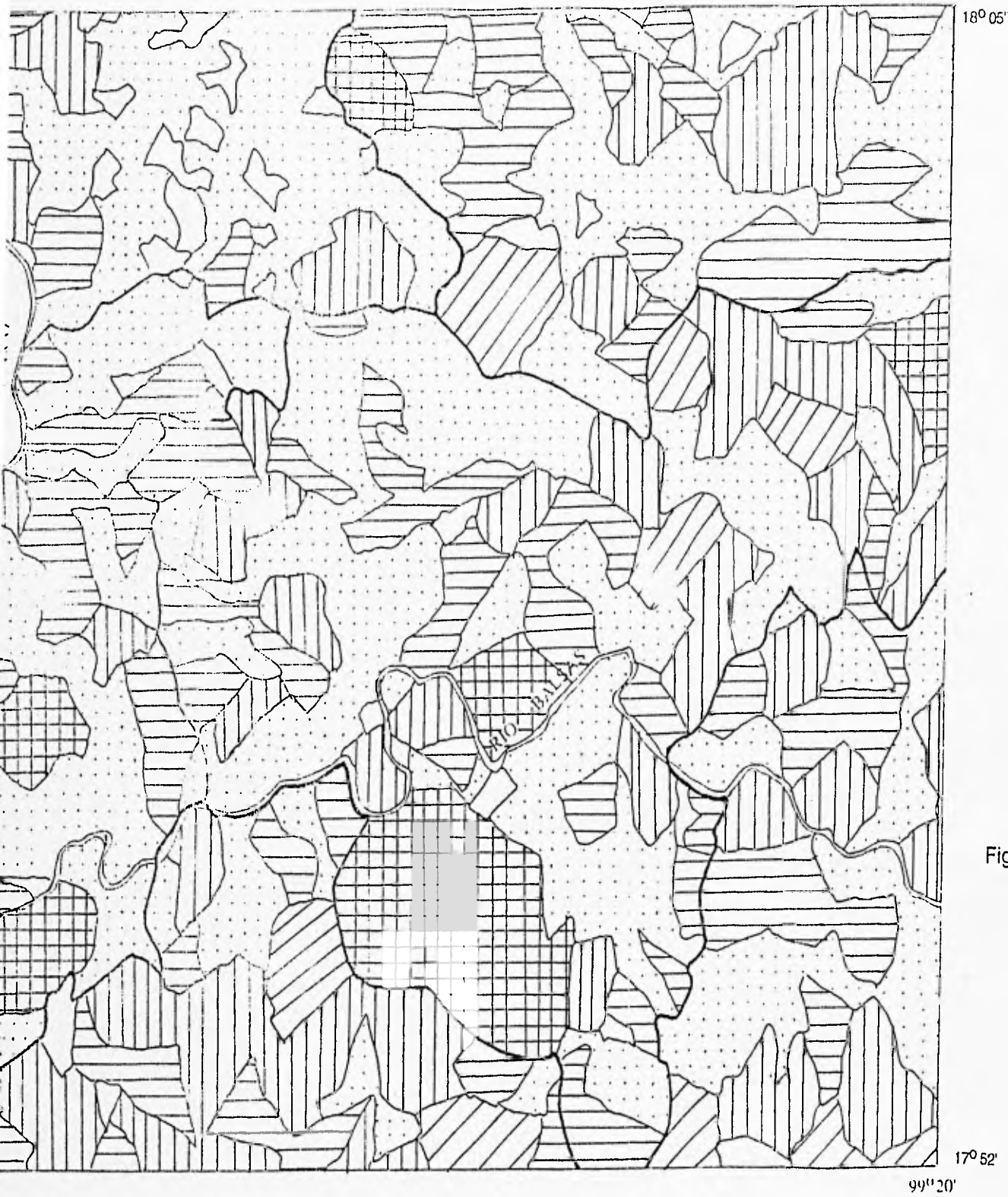
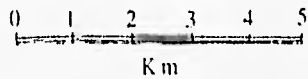


Fig. 52. Mapa y gráfica de la distribución en bloque de acuerdo al área e

1. Menor a 5; 2. 10 a 20; 3. 20 a 30

6. Mayor a 70; 7. Límite del grupo regionalización de las estructuras



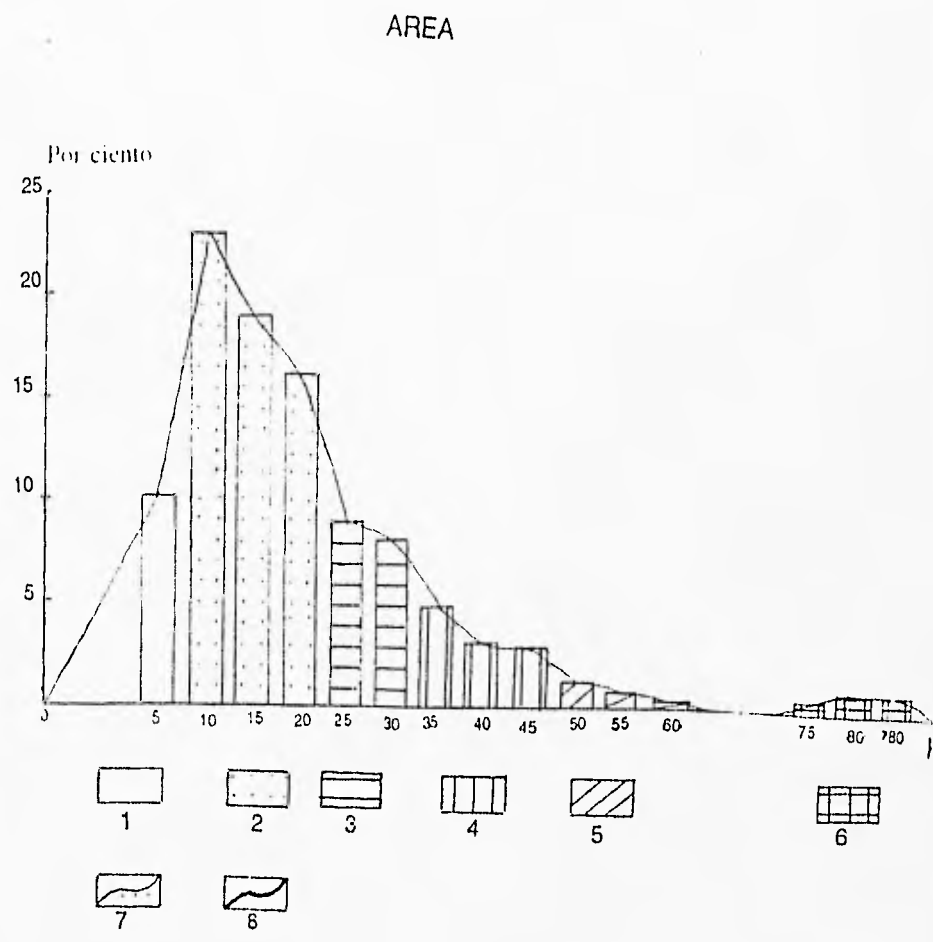
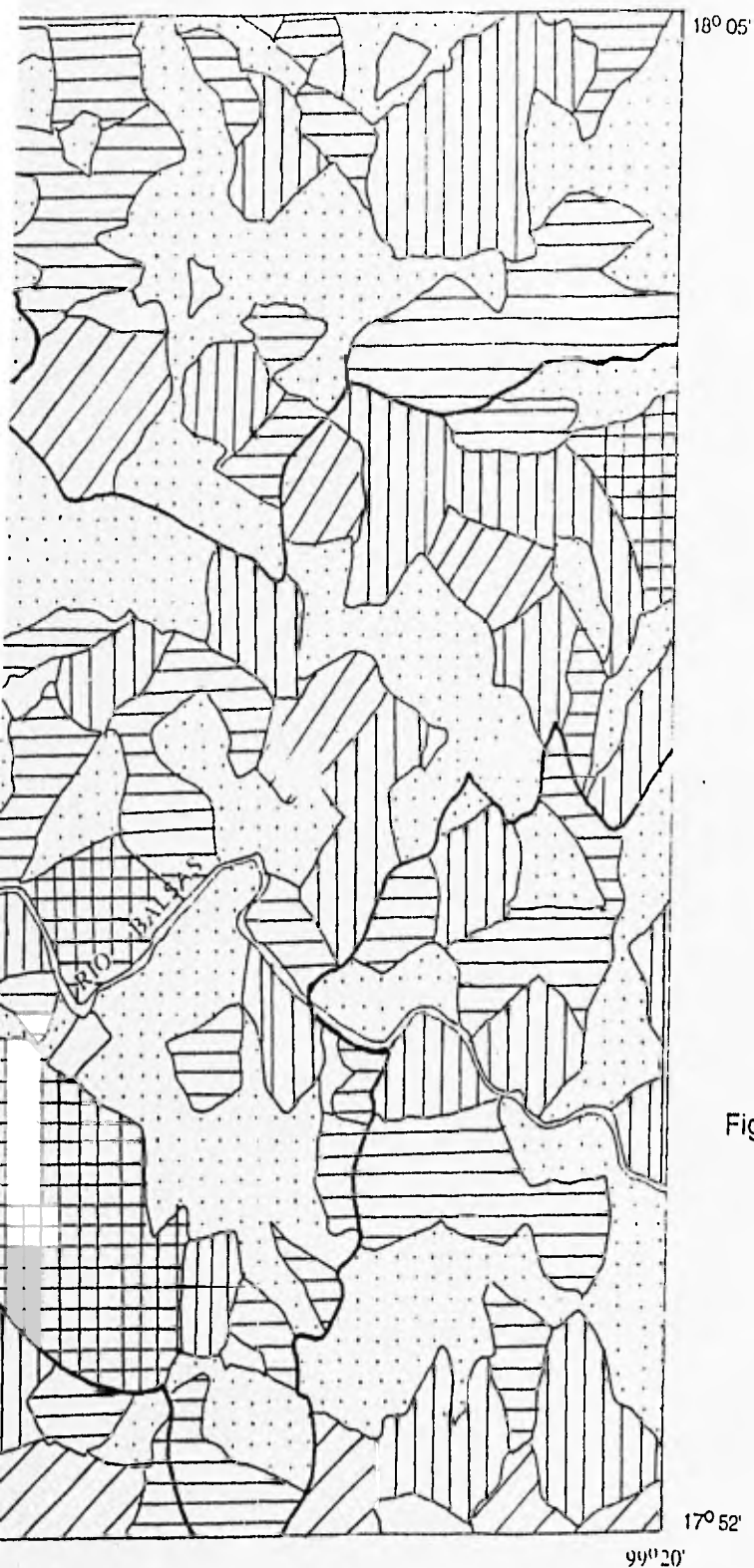
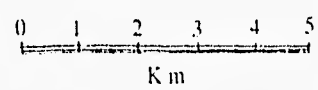
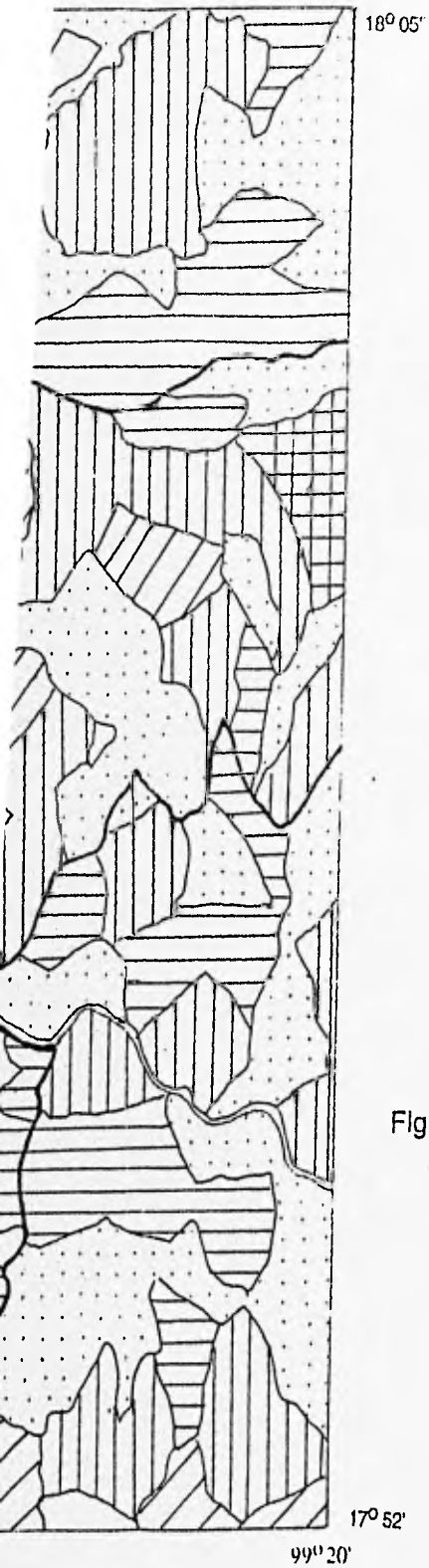


Fig. 52. Mapa y gráfica de la distribución de las unidades en bloque de acuerdo al área en kilómetros cuadrados: 1. Menor a 5; 2. 10 a 20; 3. 20 a 30; 4. 30 a 45; 5. 45 a 70; 6. Mayor a 70; 7. Límite del grupo por área; 8. Límite de regionalización de las estructuras en bloque.





AREA

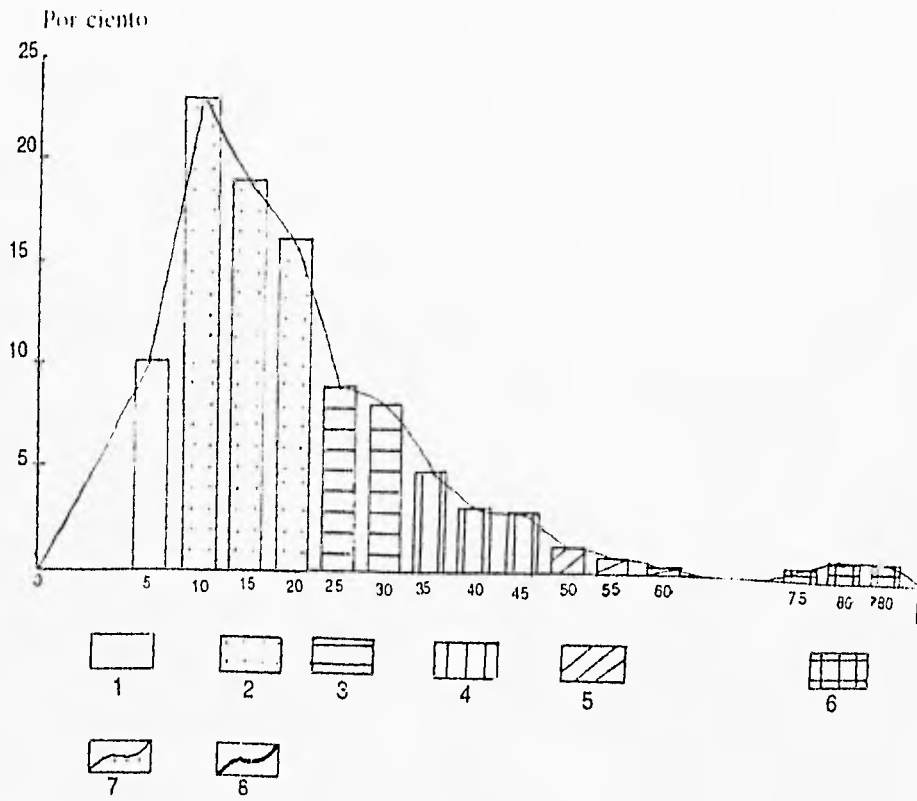
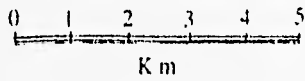


Fig. 52. Mapa y gráfica de la distribución de las unidades en bloque de acuerdo al área en kilómetros cuadrados: 1. Menor a 5; 2. 10 a 20; 3. 20 a 30; 4. 30 a 45; 5. 45 a 70; 6. Mayor a 70; 7. Límite del grupo porárea; 8. Límite de regionalización de las estructuras en bloque.



El primer grupo tiene bloques menores a 5 km² representan el 10% del total, coinciden con la zona D, de regionalización litológica al NW en areniscas, limolitas y lutitas de la Formación Mexcala, denotan la actividad exógena los circos erosivo-fluviales activos. Por sus características litológicas presentan mayor plegamiento y fracturamiento.

El segundo grupo tiene bloques de 5 a 20 km² representa el 58% del total de la muestra, se distribuyen en el área de conglomerados calizos, volcánicos y areniscas tobáceas, tienen menor expresión en las montañas de calizas. Es el tamaño representativo de los bloques.

El grupo tres es de 20 a 30 km² y el cuatro de 30 a 45 km² representan el 16.5% y el 10.8% respectivamente, estos dos grupos se caracterizan por tener la misma distribución espacial en las tres regiones morfológicas, valle intermontano, piedemonte y montaña. En las márgenes del río Balsas coincide con las áreas de terrazas de San Miguel Tecuixiapan y Analco, predominan en las montañas de calizas; se extienden sobre las zonas de lavado laminar y abanicos aluviales al norte de San Agustín Oapan.

El quinto grupo es de 45 a 70 km² representa el 5% del total de bloques, se localiza en la zona de montaña donde el fracturamiento es menor debido a las rocas calizas masivas que forman grandes pliegues; en menor medida se encuentra en el piedemonte.

Las unidades del grupo seis son mayores de 80 km² representando el 0.5%, se localizan en la montaña, en rocas calizas donde el fracturamiento es menor; en el piedemonte sobre las mesas cubiertas de travertino que han conservado su

superficie por su resistencia a la erosión; y en las terrazas de San Agustín Oapan.

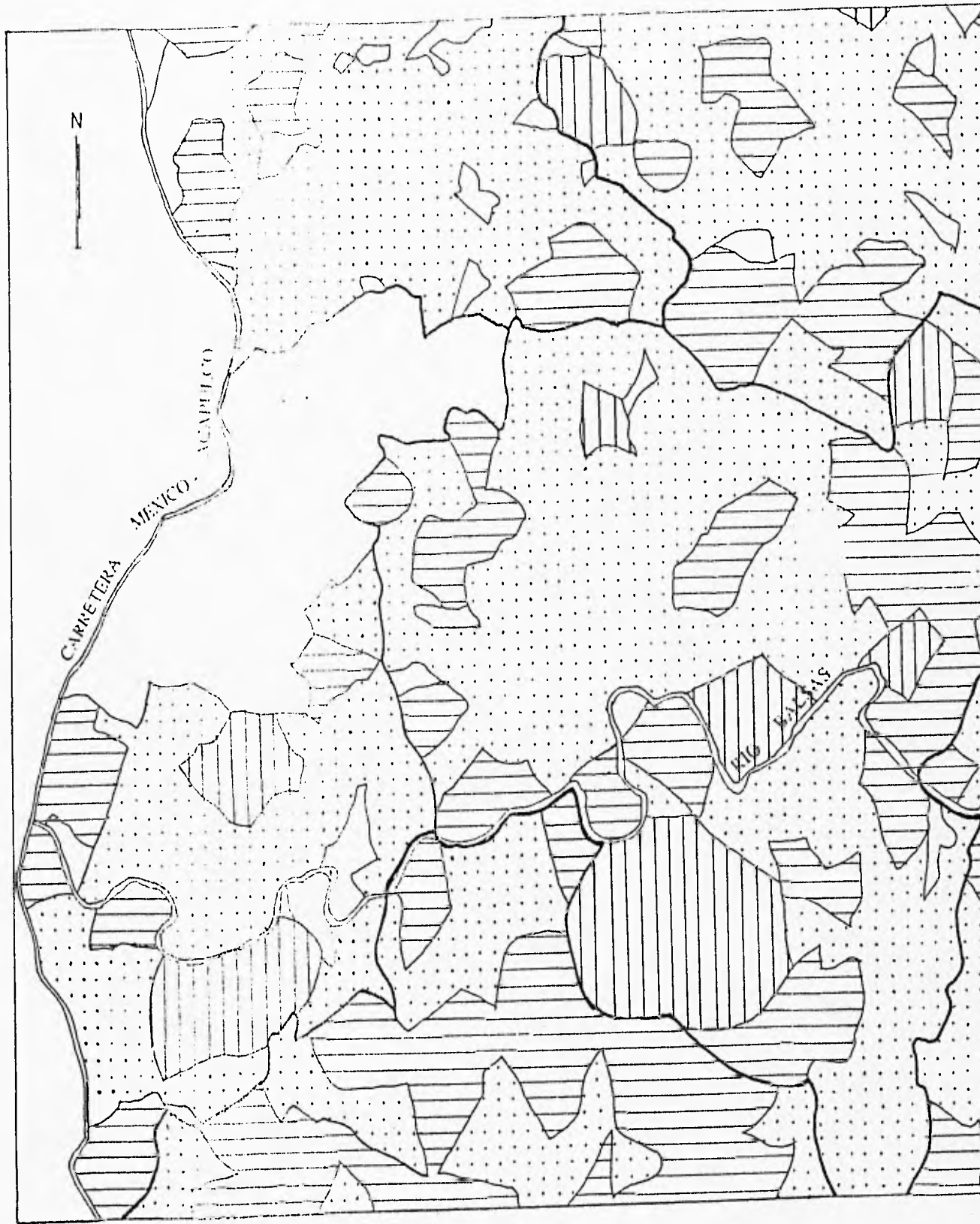
5.2.4. Longitud del eje menor

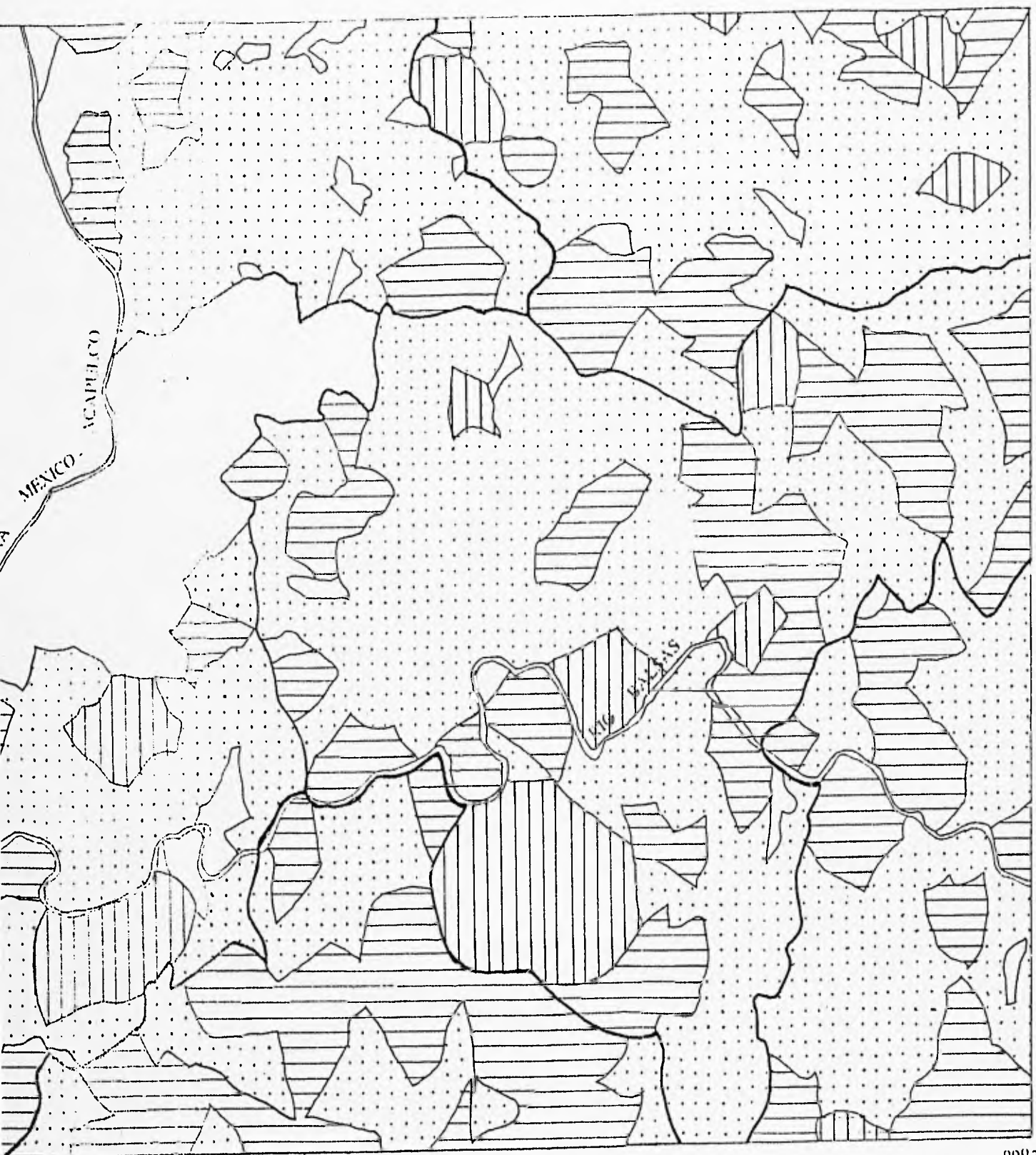
La longitud del eje menor (E1), permite conocer la configuración transversal de las unidades en bloque, resaltando su orientación y disposición en el territorio. Se parte de la premisa de que a mayor altitud del bloque mayor será la longitud del eje menor (anchura del bloque) permitiendo su ubicación en pisos altitudinales superiores.

En la gráfica de la Fig. 53 se observa una distribución modal que diferencia el comportamiento grupal de los bloques. Las unidades del grupo 1 tienen una longitud menor a 250 m, representan el 8.2% del total, en su mayoría se ubican en el valle del río Tepecoacuilco en la zona A de la regionalización de bloques, sobre todo en conglomerados volcánicos, presenta altitudes menores de 1200 m.

En el segundo grupo, la longitud oscila de 300 a 750 m representa el 72.2%, y se encuentran distribuidos en las tres regiones morfológicas: valle intermontano, piedemonte y montaña; la actividad exógena de este grupo se denota por zonas de lavado laminar, circos erosivos activos y abanicos aluviales, coincide con el contraste altitudinal moderado.

En el grupo tres las unidades oscilan de 800 a 1250 m, representan el 17.6% se ubican en las tres regiones morfológicas, aunque sobresalen en el piedemonte y la montaña, en zonas de lavado laminar y abanicos aluviales al norte de San





18° 05'

17° 52'

Por ciento

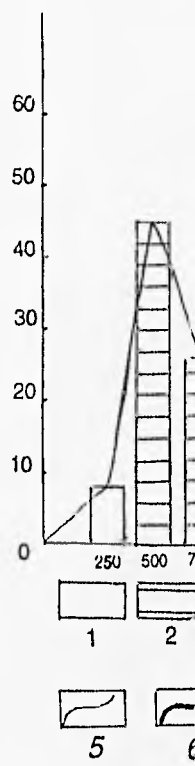
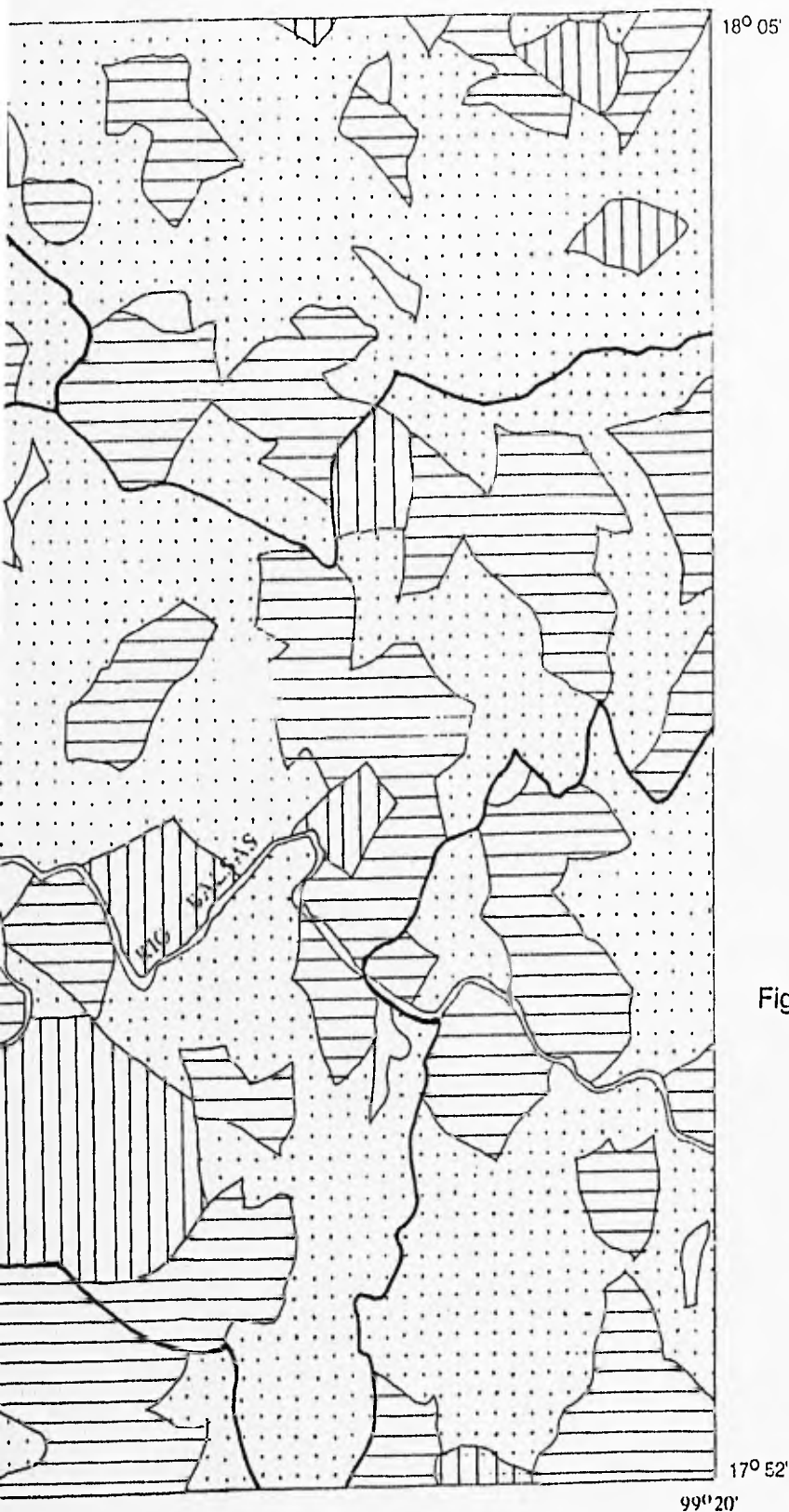


Fig. 53. Mapa y gráfico de estructuras a la longitud de...
 1. Menor a 250...
 4. Mayor a 125...
 del eje menor;
 las estructuras





LONGITUD DEL EJE MENOR

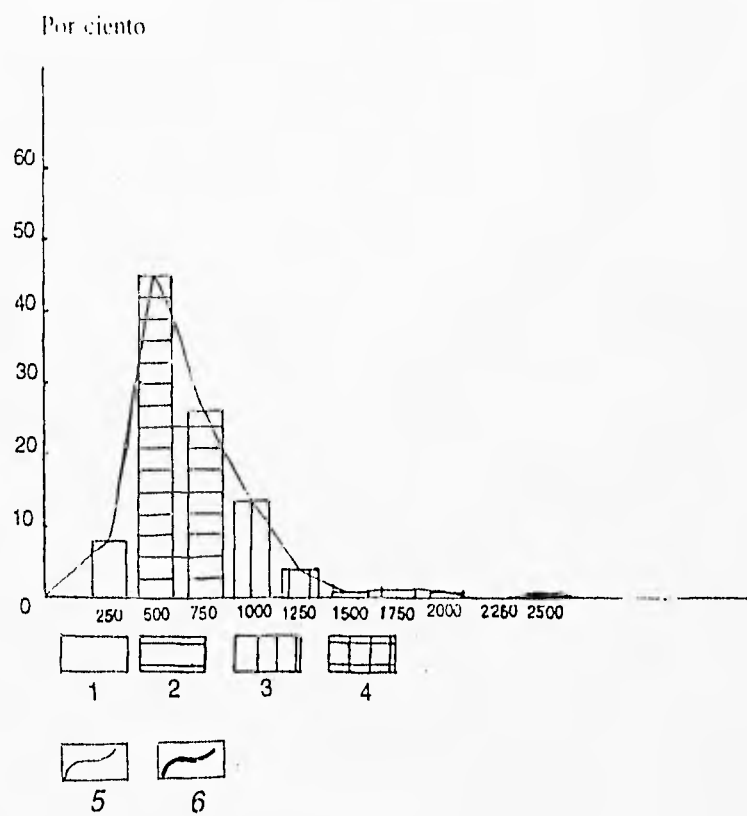
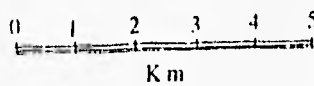
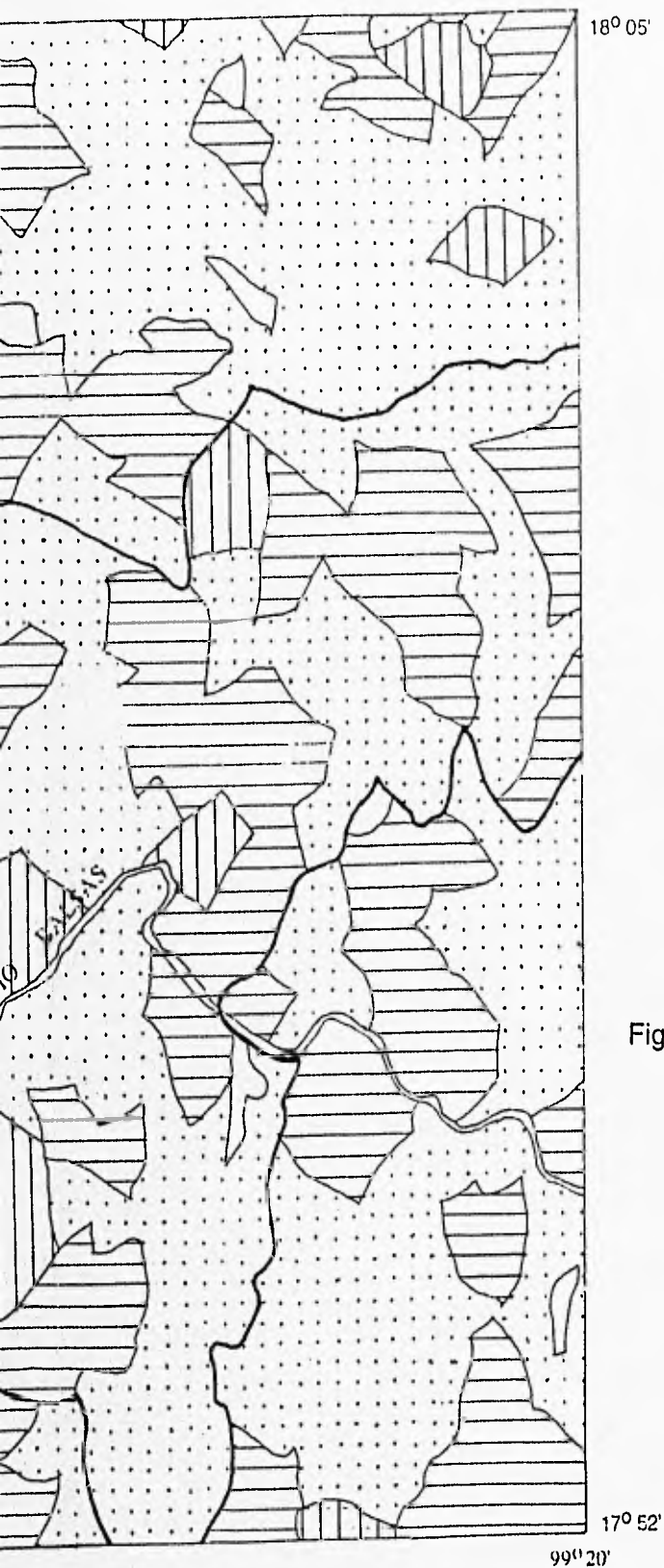


Fig. 53. Mapa y gráfica de las unidades en bloque de acuerdo a la longitud del eje menor, en metros
 1. Menor a 250; 2. 300 a 750; 3. 800 a 1250;
 4. Mayor a 1250; 5. Límite del grupo por longitud del eje menor; 6. Límite de regionalización de las estructuras en bloque.





LONGITUD DEL EJE MENOR

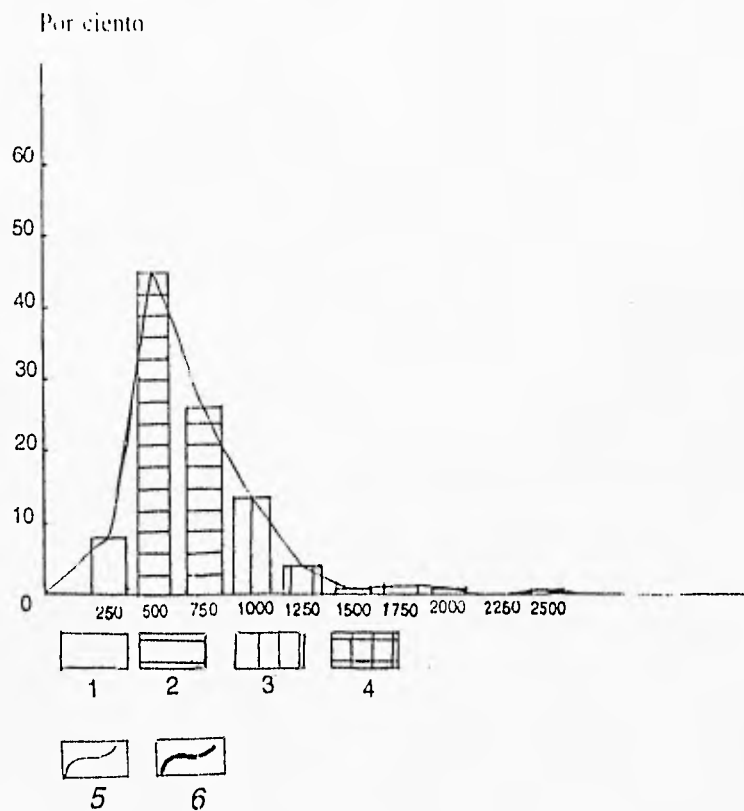


Fig. 53. Mapa y gráfica de las unidades en bloque de acuerdo a la longitud del eje menor, en metros
 1. Menor a 250; 2. 300 a 750; 3. 800 a 1250;
 4. Mayor a 1250; 5. Límite del grupo por longitud del eje menor; 6. Límite de regionalización de las estructuras en bloque.



Agustín Oapan y en valles profundos en montañas de calizas, denotan la dinámica exógena. En la zona de montaña se encuentran los bloques más anchos, por lo que se reafirma la premisa de a mayor altitud, mayor longitud del eje menor, y coincide con el contraste altitudinal fuerte.

El grupo cuatro representa el 1.7% del total, su longitud es mayor a 1250 m, se ubica en el piedemonte, en las mesas y en la margen derecha del río Balsas, en la zona de terrazas de San Agustín Oapan. Estos bloques no guardan la relación a mayor longitud del eje menor, mayor altitud, por ser zonas de depositación.

5.2.5. Relación entre la altura relativa y longitud del eje menor

La altura relativa y la longitud del eje menor se relacionan con la estabilidad e inestabilidad de los bloques, vinculándose con los movimientos verticales de impulso tectónico que dependen del arreglo de su disposición y de la magnitud de la estructura, Simonov, Y. (en Frausto M. 1995). Entre más ancho sea el basamento del bloque tiene mayor capacidad de sustentación para formar estructuras más elevadas y alejadas de los niveles de base.

Por el contrario, los bloques con basamento angosto tienen una menor capacidad de sustentación, ya que, forman laderas verticales que son susceptibles a la erosión, se encuentran a menor distancia del nivel de base. Estas estructuras son inestables y tienden 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 esta relación, Ortiz P. *et al.* (1994).

En base a lo anterior se identifican cinco grupos. El primero (menor a 0.004) de acuerdo a la gráfica de la Fig. 54 es estable, representa el 7.4% de la muestra, se localiza sobre todo en el valle intermontano donde los bloques, según su área, son medianos de 30 a 45 km², grandes (45 a mayor de 80 km²) y anchos (de 800 a mayor de 1250 m); la altura absoluta oscila de 400 a 700 m. Es la zona de subsidencia donde se da la mayor depositación en rampas de acumulación y abanicos aluviales, terrazas de San Agustín Oapan, Analco y San Juan Tetelcingo, y en la dolina Zoquiapan al norte, el contraste altitudinal es débil.

El grupo 2 (0.005 a 0.008) tiende a ser estable, representa el 15.3% se localiza sobre todo en el valle intermontano y el piedemonte, respecto a la longitud del eje menor van de angostos a anchos (de 300 a mayor de 1250 m) se ubican en pisos altitudinales de 400 a 1000 m. Está en la zona de contrastes altitudinales moderados.

El tercer grupo es de 0.009 a 0.003 representa el 66.4%, es la zona de transición entre la estabilidad e inestabilidad (Fig. 54). Es el mayor en extensión en las tres regiones morfológicas. Su altitud es de 400 a 1200 m, tienen un área de 5 a 30 km²; por la longitud de su eje menor son angostos de 300 a 1250 m.

El cuarto grupo representa el 6.1% con un índice de 0.04 a 0.05 se clasifican como inestables (Fig. 54). Se localiza en el piedemonte y montaña, los bloques son angostos de 100 a 750 m, tienen un área de 5 a 20 km², con una altitud de 1000 a 1500 m, se encuentran en la zona de contrastes altitudinales fuertes. El quinto grupo tiene un índice de 0.06 a mayor de 0.09, representa el 4.4% de

RELACION ENTRE ALTURA RELATIVA Y LONGITUD DEL EJE MENOR



RELACION ENTRE ALTURA RELATIVA Y LONGITUD DEL EJE MENOR

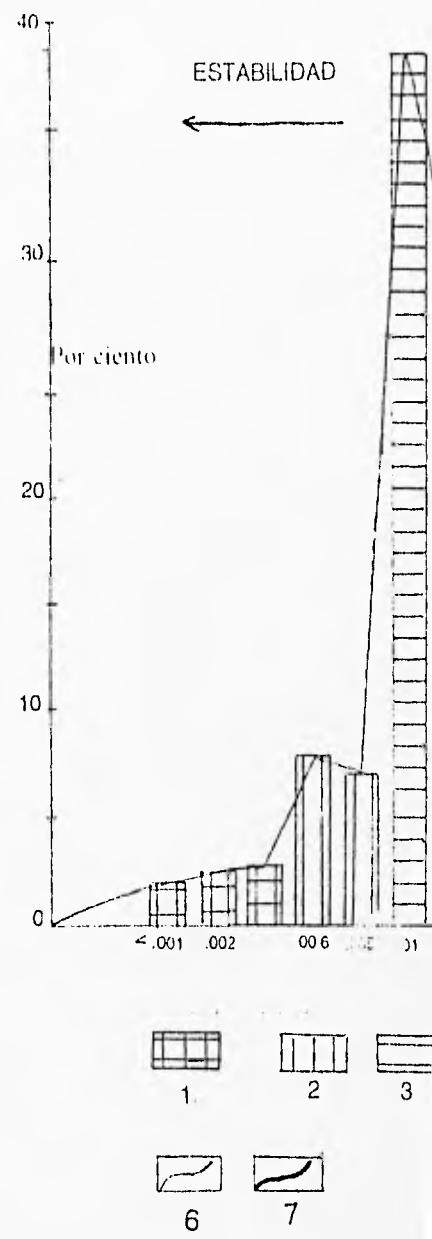
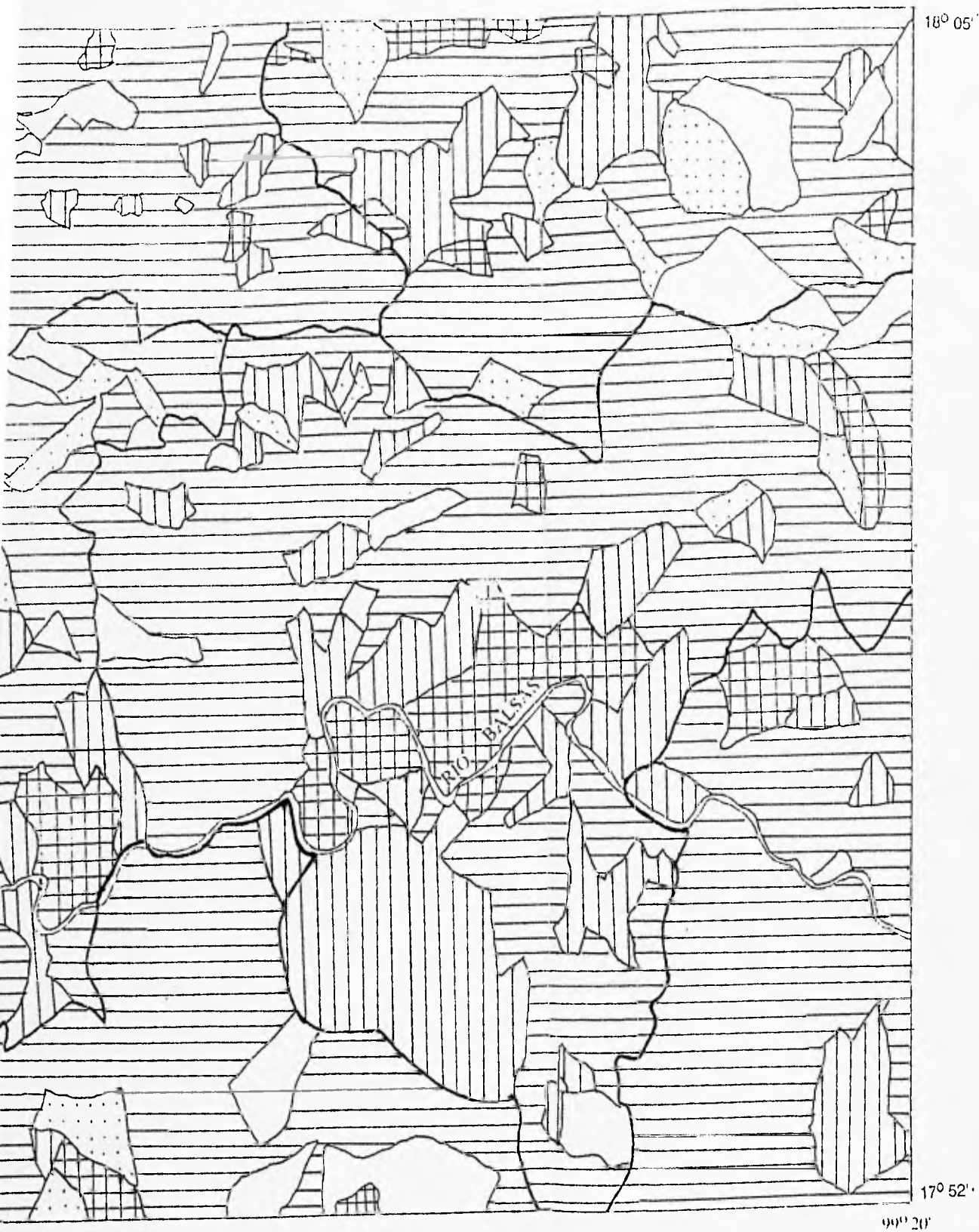
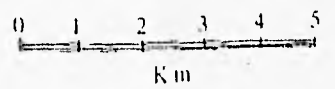


Fig. 54. Mapa y gráfica del índice y longitud del eje menor (lencia de estabilidad-ine
 1. menor a .004; 2. .005 a
 5. .06 mayor a .09; 6. Lír
 relación entre altura relat
 7. Límite de la regionaliza



LONGITUD DEL EJE MENOR

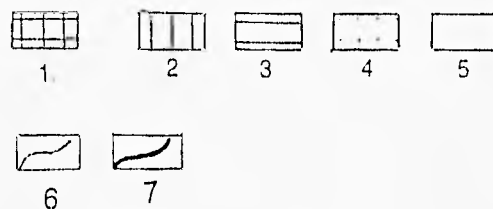
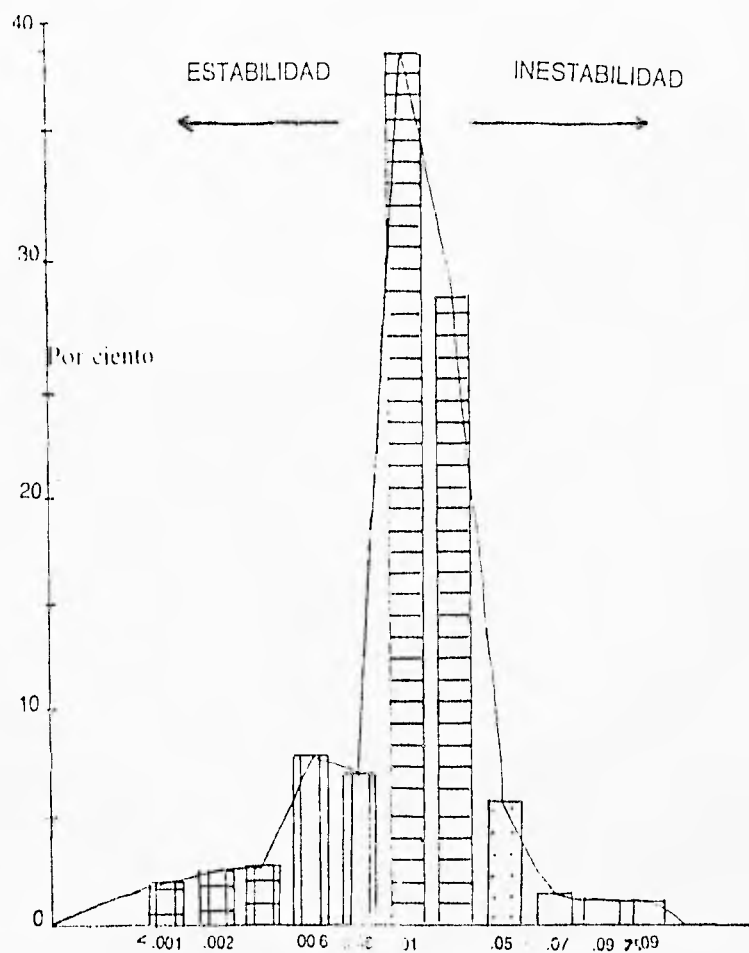
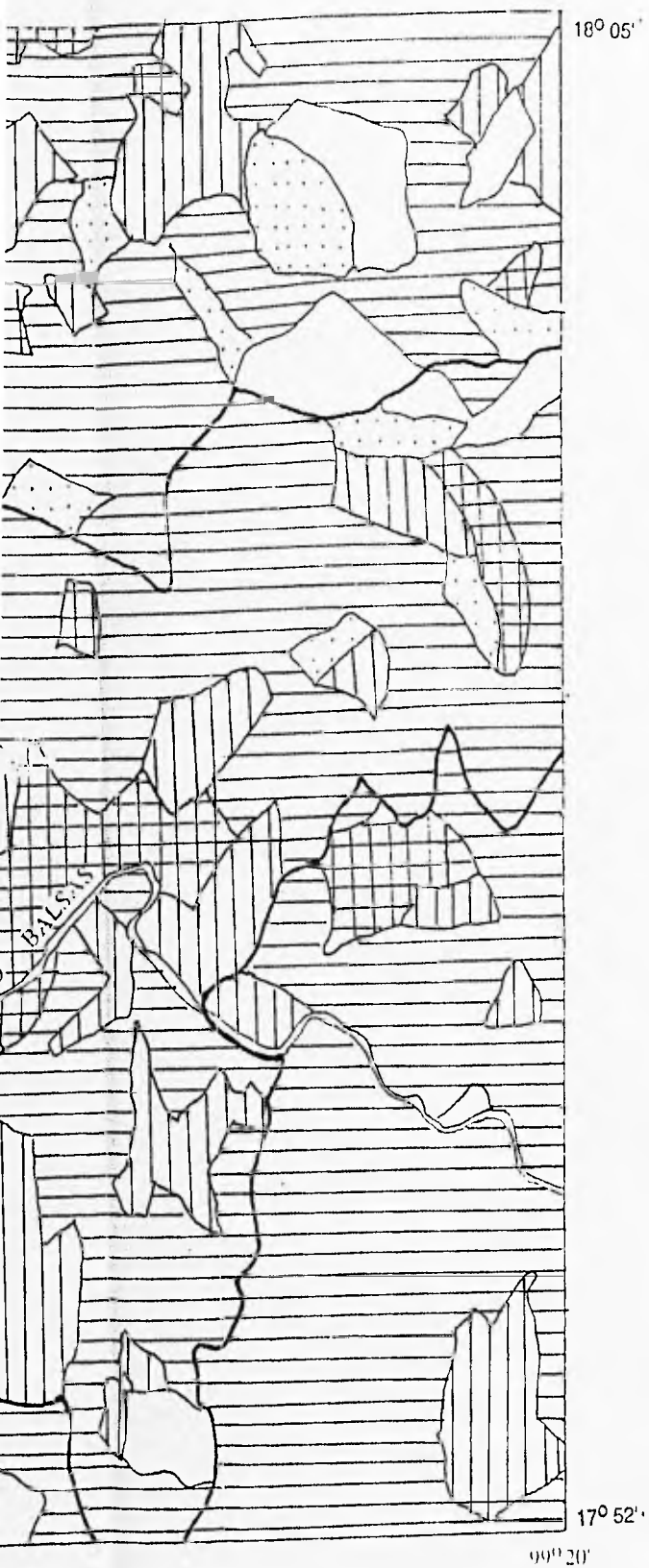
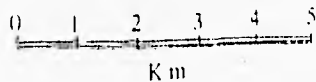


Fig. 54. Mapa y gráfica del índice de relación entre altura relativa y longitud del eje menor ($h/E1$), donde se muestra la tendencia de estabilidad-inestabilidad:
 1. menor a .004; 2. .005 a .008; 3. .009 a .03; 4. .04 a .05;
 5. .06 mayor a .09; 6. Límite del grupo por índice de relación entre altura relativa y longitud del eje menor;
 7. Límite de la regionalización de las estructuras en bloque.



acuerdo a la gráfica de la Fig. 54, se clasifica como inestable. Se ubica en las montañas de calizas donde las unidades son angostas de 300 a 750 m el área varía de 2 a 28 mm²; tienen altitudes de 1200 a mayor de 1700 m. Estos dos grupos denotan inestabilidad al ubicarse en zonas de lavado laminar circos erosivos, escarpas, laderas superiores de valle y superficies de divisoria con morfología aguda.

• **Clasificación de estabilidad relativa de las estructuras en bloques.**

En base a las variables de altura relativa (h) y longitud del eje menor en metros (E1) los bloques se clasifican por su posición altitudinal relativa mediante un análisis de regresión simple. Este marca dos grupos extremos: estables e inestables, así como los bloques de transición hacia uno y otro con base en su altura relativa.

La zona se dividió por sus características litológicas en seis regiones, que son la base de las Gráficas 2, para el análisis de regresión simple. El coeficiente de correlación de Pearson se obtuvo mediante la fórmula:

$$r = \frac{N \sum XY - (\sum X)(\sum Y)}{\sqrt{[N \sum X^2 - (\sum X)^2][N \sum Y^2 - (\sum Y)^2]}}$$

r = el coeficiente de correlación de Pearson

N = el número total de pares de puntajes X y Y

X = puntaje crudo en la variable X (longitud del eje menor)

Y = puntaje crudo en la variable Y (altura relativa)

Estos coeficientes de correlación se encuentran generalmente entre -1.00 y +1.00, (Levin, J. 1977) como sigue:

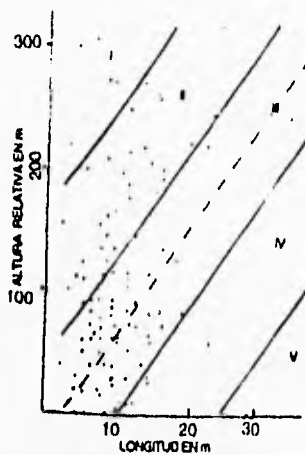
-1,00 correlación negativa perfecta
-0,95 correlación negativa fuerte
-0,50 correlación negativa moderada
-0,10 correlación negativa débil
0,00 ninguna correlación
+0,10 correlación positiva débil
+0,50 correlación positiva moderada
+0,95 correlación positiva fuerte
+1,00 correlación positiva perfecta

Este coeficiente indica la relación que guardan las dos variables, que en cada región es: región A $r = 0.580067643$; región B $r = 0.2799474038$; región C $r = 0.7010411636$; región D $r = 0.3521303782$; región E $r = 0.6061025029$; región F $r = 0.2880245648$. Por lo que de acuerdo a la tabla anterior los rangos obtenidos se consideran de correlación positiva moderada.

Las estructuras se distribuyen de la siguiente manera: 362 bloques se localizan en la categoría de estables, se extienden en el valle intermontano y piedemonte donde el contraste altitudinal es débil de 300 m, o sea, zonas de depósito y subsidencia. De acuerdo a las gráficas y el análisis de regresión simple, es evidente el predominio de estos bloques (Fig. 55). Predominan en las regiones A, D y F que corresponden a las lutitas, conglomerados calizos volcánicos y areniscas tobáceas.

En la categoría de transición se encuentran 167 bloques, de éstos 103 tienden a los "altos" y 64 a los "bajos". Los primeros se localizan en el piedemonte y la montaña con un contraste altitudinal débil; al NW de San Agustín Oapan coinciden con el desarrollo de zonas de lavado laminar y circos erosivos activos. Los "bajos" se encuentran en las tres regiones morfológicas tienen un contraste altitudinal de débil a moderado, se disponen sobre rocas calizas.

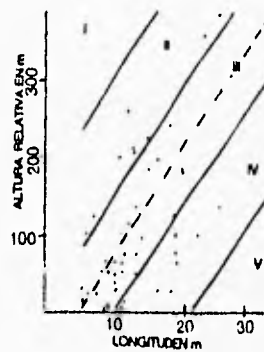
RELACION ENTRE LA LONGITUD DEL EJE MENOR Y ALTURA RELATIVA



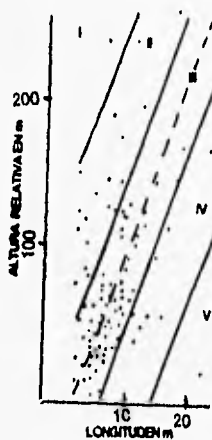
A
 $r = 0.580067643$



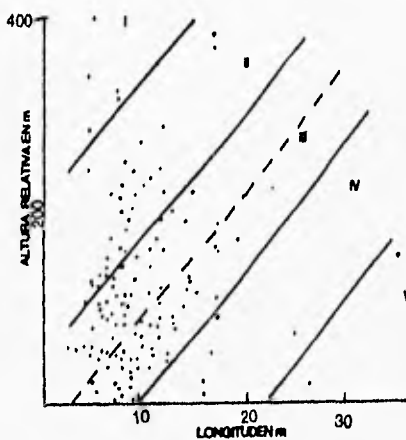
B
 $r = 0.2799474038$



C
 $r = 0.7010411636$



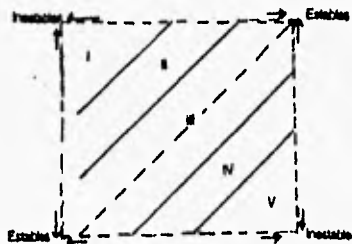
D
 $r = 0.3521303782$



E
 $r = 0.6061025029$

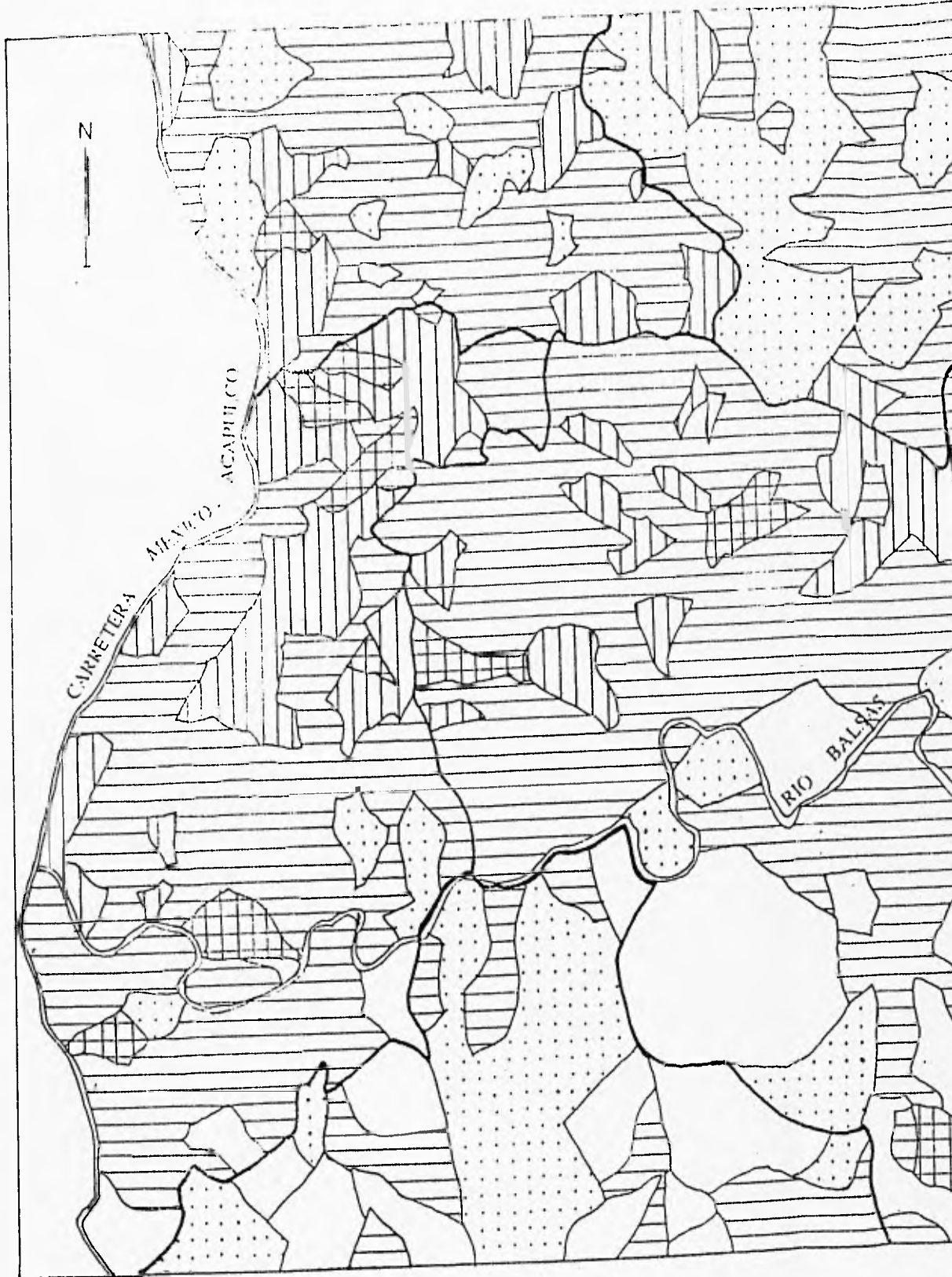


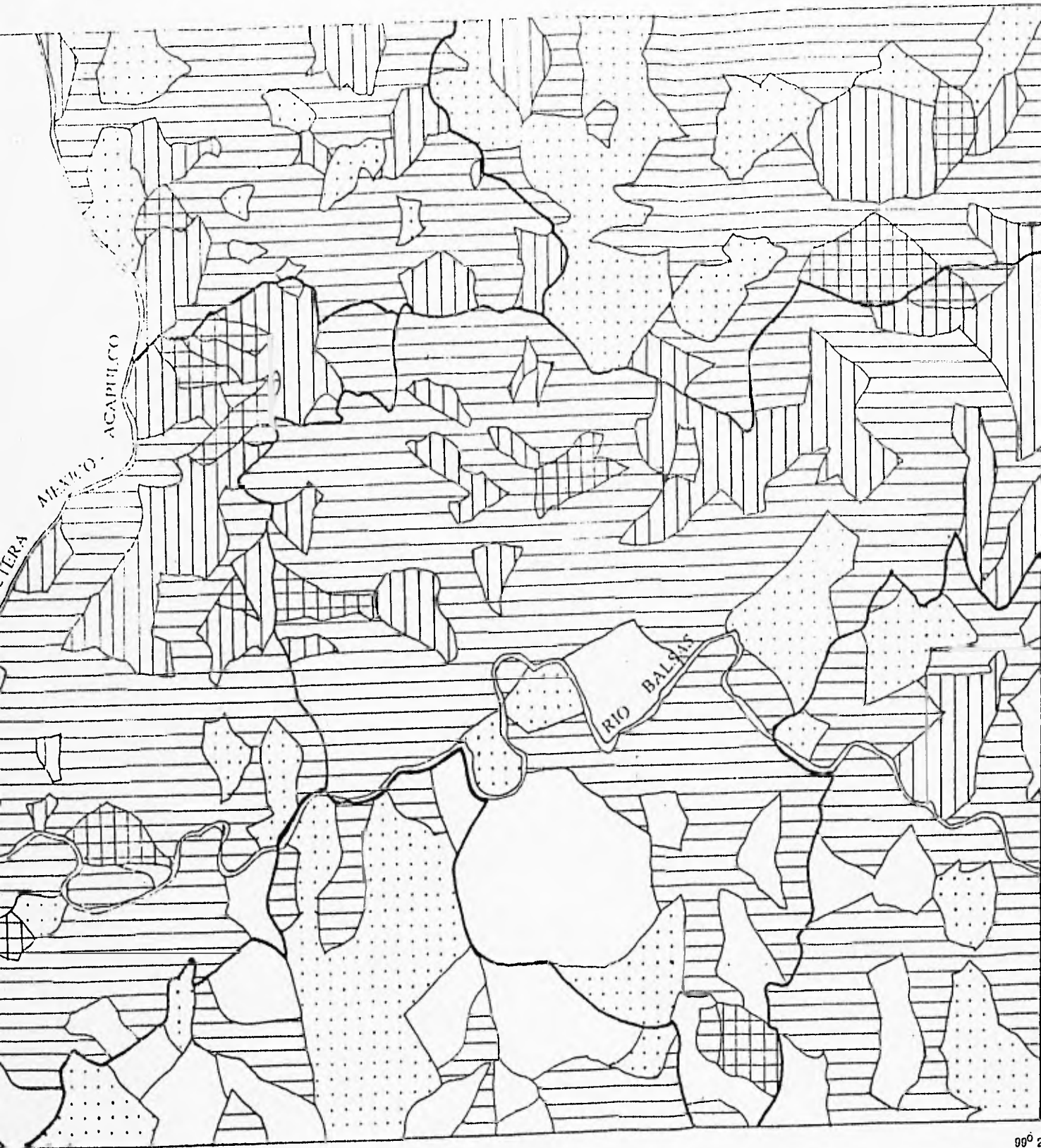
F
 $r = 0.2880245848$



G

Gráficas 2. De las estructuras en bloque que muestran las categorías correspondientes de acuerdo al análisis de regresión simple: I. Altos inestables; II. Contendencia a los altos inestables; III. Estables; IV. Con tendencia a los bajos inestables; V. Inestables. G. Modelo gráfico de las categorías de posición de estabilidad relativa de los bloques (tomado de Frusto, M 1995). Las gráficas A, B, C, D, E y F, representan el análisis de regresión simple de cada una de las regiones de las estructuras en bloque.





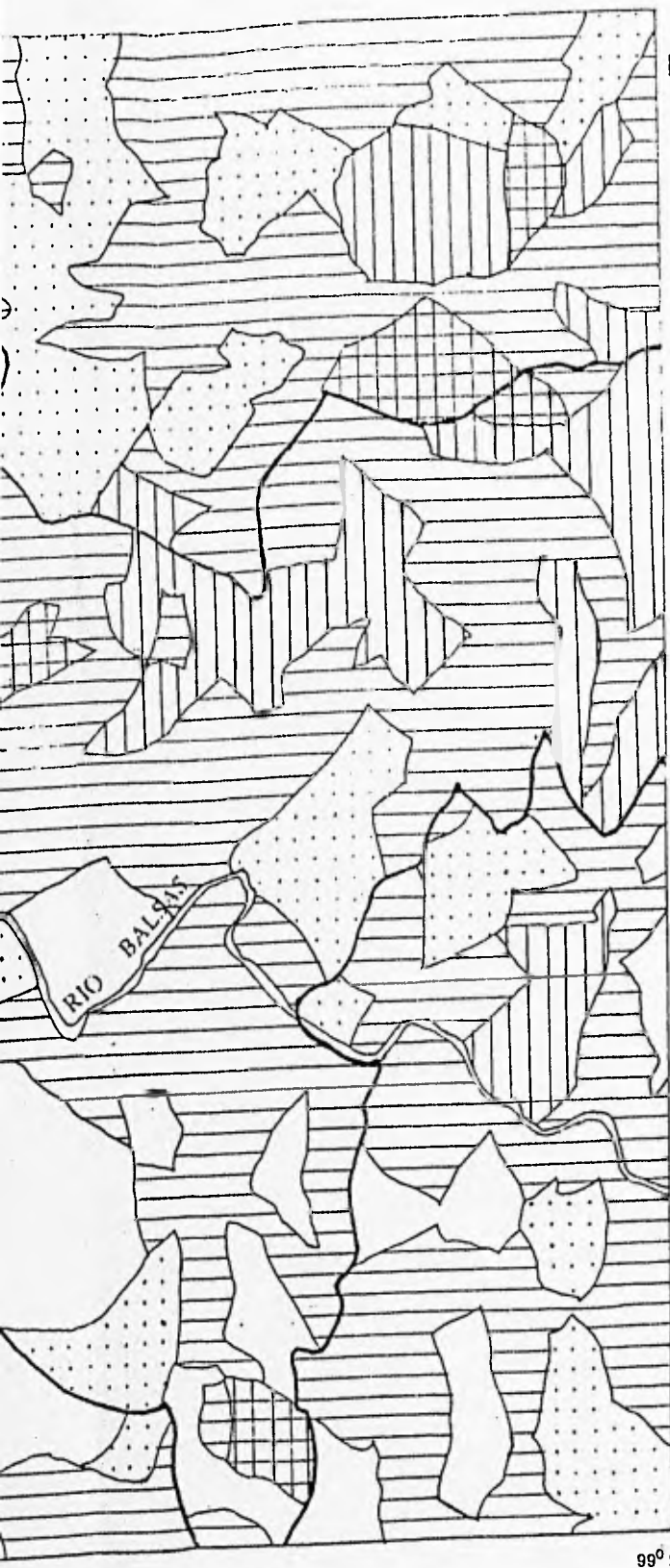
18° 05'
Fig. 55 CLASIFICACI

ES

-
-
-
-
-
-
-
-









17° 52'
99° 20'



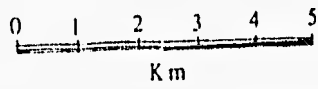
18° 05'

Fig. 55 CLASIFICACION DE ESTABILIDAD RELATIVA DE LAS ESTRUCTURAS EN BLOQUES

-  Bajos inestables
-  Con tendencia a los bajos inestables
-  Estables
-  Con tendencia a los altos inestables
-  Altos inestables
-  Límite de regionalización de las estructuras en bloque

17° 52'

99° 20'



Se clasifican como inestables 26 bloques; "altos" son 14 y se localizan en zona de montaña con altitudes superiores a 1200 m, el contraste altitudinal entre ellos es débil de 300 m. Los "bajos" son 12, se ubican en piedemonte y montaña, el contraste altitudinal es fuerte llega a ser de 800 m al sur de San Juan Tetelcingo. Los inestables se ubican en laderas superiores de valle, circos erosivos activos e inactivos, escarpas, zonas de lavado laminar, dolina Zoquiapan y mesa Iztlahuatlipan.

• **Fronteras de estabilidad relativa de las estructuras en bloques (valores en metros).**

Las estructuras en bloque, distribuidas en cinco rangos ("altos" inestables, transición a los "altos" inestables, estables, transición a los "bajos" inestables y "bajos" inestables), originan zonas de contraste tectónico (falta de secuencia escalonada de altura relativa de los bloques), provocando cambios bruscos del desnivel entre ellas.

Del conjunto de bloques y su disposición en clases se obtiene la secuencia de escalonamiento. El valor de contrastividad o anomalía entre límites de bloque está en función del número de niveles faltantes del sistema escalonado, registro que se efectúa para cada una de las fronteras tectónicas entre bloques (Fig. 55). Así, fronteras entre bloques que presentan sólo un desnivel se denominan de primer orden, cuando existen dos niveles son de segundo orden y así sucesivamente, Ortiz, P. *et. al.* (1992).

El contraste de primer orden es el más representativo, se distribuye en toda la zona de estudio, en el valle intermontano forma lineamientos con trazos rectos de los meandros del río Balsas, limita estructuras mesiformes, Fig. 56.

Las fronteras de segundo orden se encuentran principalmente en montañas de rocas calizas donde coinciden con valles profundos, lavado laminar y circos erosivos. Asimismo, se ubican al NW de San Agustín Oapan en circos erosivos activos con intenso lavado laminar.

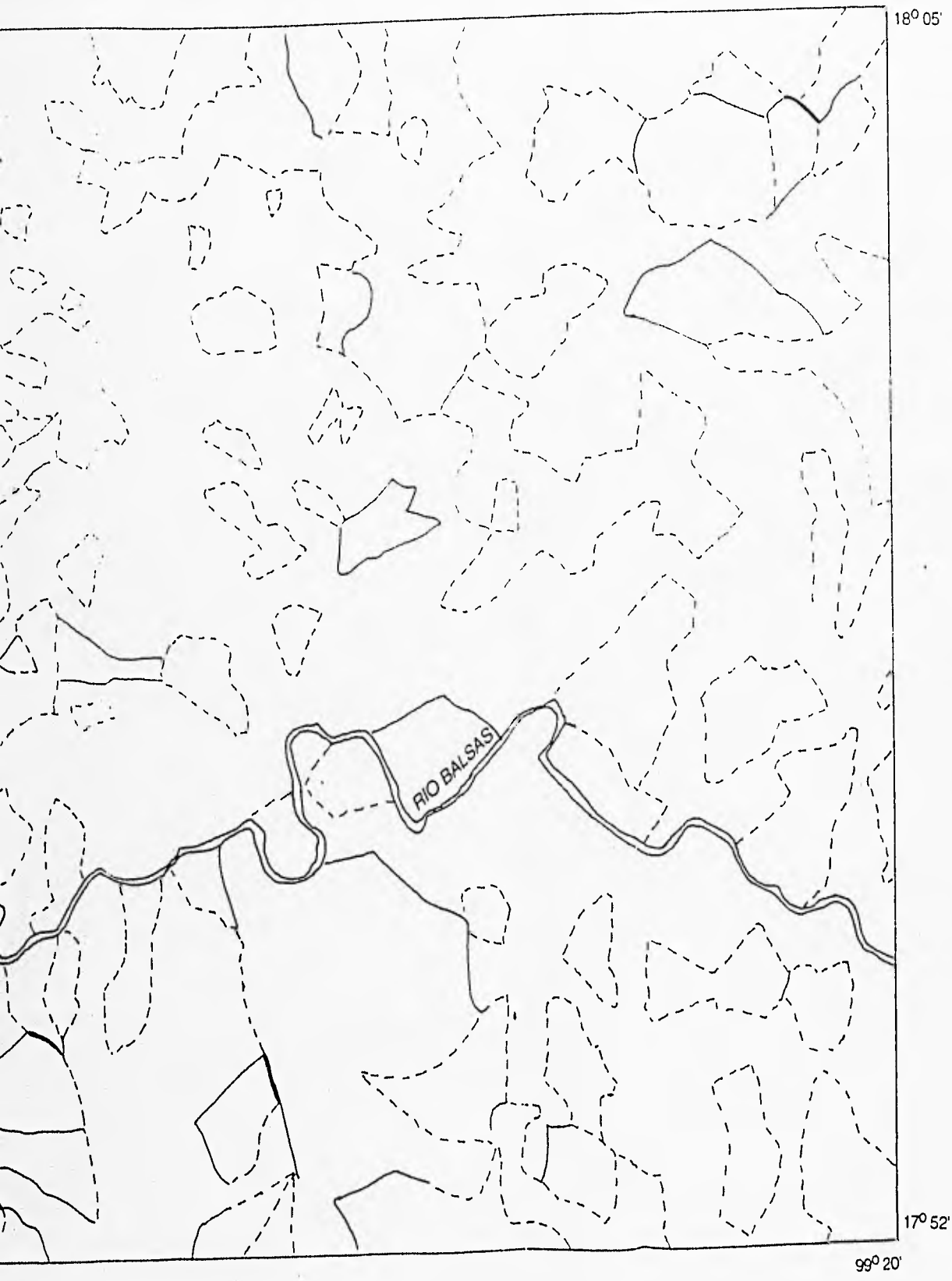
Las fronteras de tercer orden tienen menor expresión en la zona, se localizan en montañas de roca caliza principalmente, sobre circos erosivos activos y zonas de lavado laminar intenso. Al sur de San Juan Tetelcingo su ubicación se relaciona con las fallas Morelos, F1, F2, F3, en Fig. 14. Es una zona tectónicamente inactiva, predominan los procesos erosivos.

5.2.6. Relación de la longitud del eje menor y el eje mayor

El análisis de esta relación tiene por objetivo detectar la forma del bloque en "planta", a partir de una figura geométrica rectangular. Así la longitud del eje menor y el mayor es uno ($E2/E1=1$). Donde $E1$, es la longitud del eje mayor y $E2$ es la longitud del eje menor, por lo que la relación 1 es igual a un cuadrado, cuando el índice de relación es menor a 1, la figura será un rectángulo.

Los sistemas de fracturamiento que limitan al bloque le dan su forma; esto se refleja en las formas del relieve a través de sistemas lineales de cimas y parteaguas, valles y superficies planas de gran magnitud. Esta relación facilita la





ORDEN DE LAS FRONTERAS EN

De acuerdo a la clasificación de la

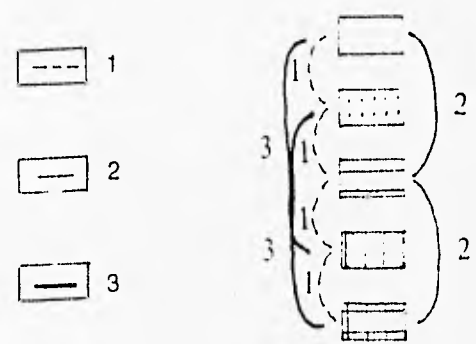
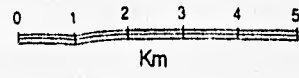
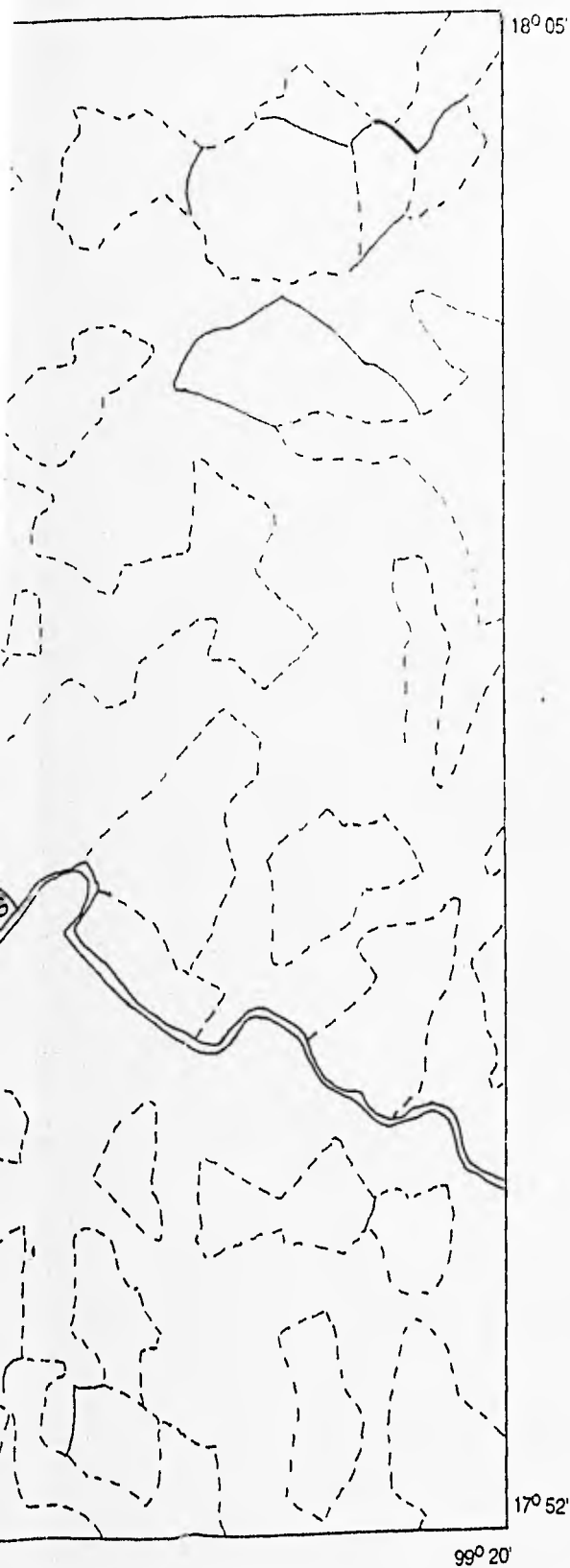


Fig. 56. Mapa del orden de las fronteras en base a la estabilidad relativa en bloques:
 1. De primer orden o normales;
 orden; 3. De tercer orden



ORDEN DE LAS FRONTERAS ENTRE BLOQUES



De acuerdo a la clasificación de la Fig. 55

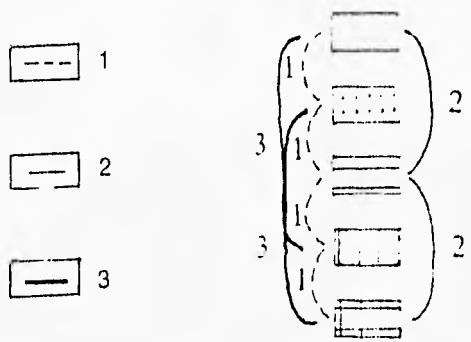
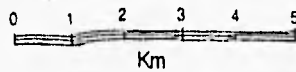


Fig. 56. Mapa del orden de las fronteras entre bloques en base a la estabilidad relativa de las estructuras en bloques:
1. De primer orden o normales; 2. De segundo orden; 3. De tercer orden



identificación de regiones del relieve que están siendo modificadas por procesos endógenos y exógenos.

Simonov, Y. (en Frausto M. 1995), propone la siguiente clasificación de bloques, según el índice de relación E2/E1.

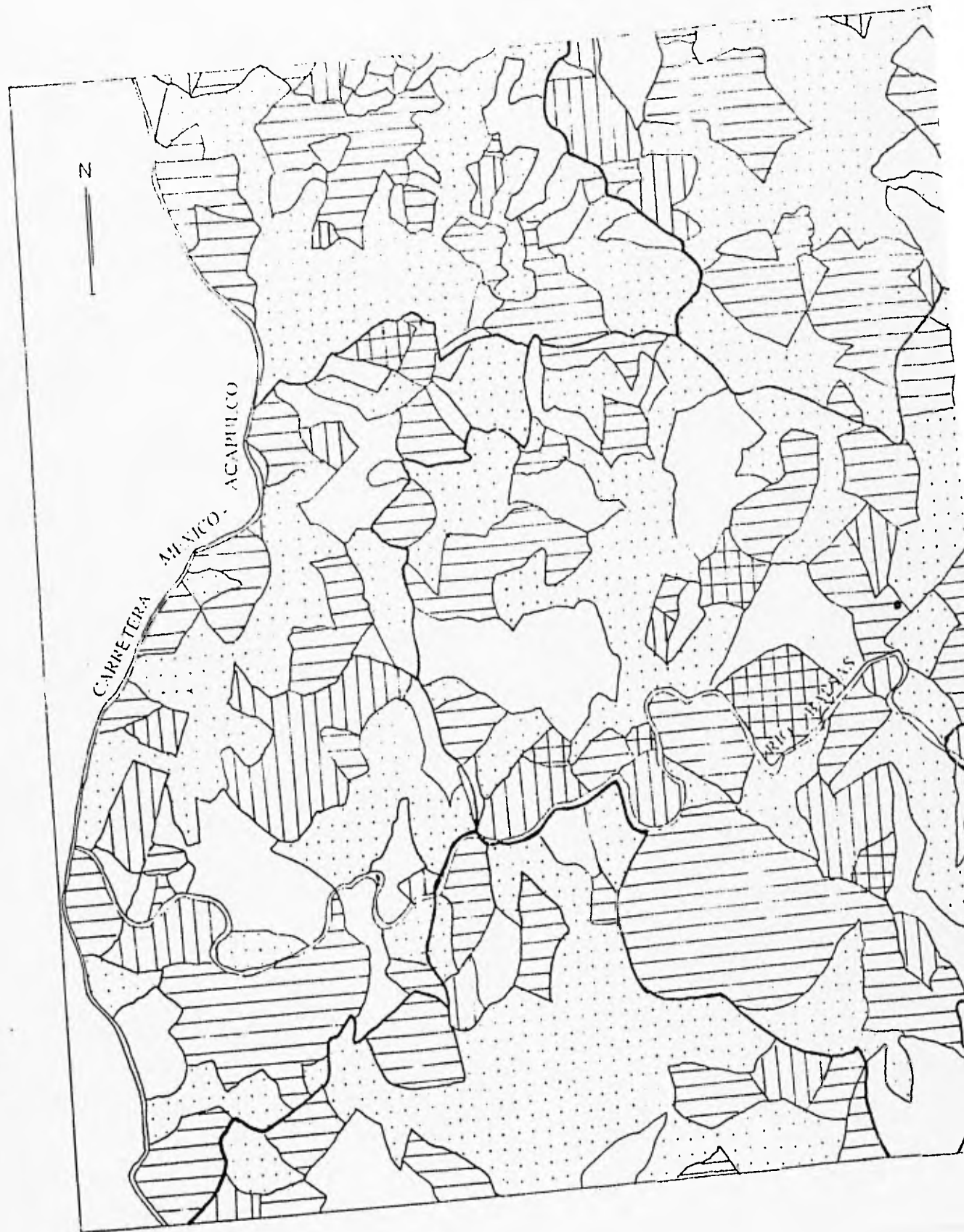
INDICE	TIPO DE BLOQUE	
0 - 0.2	muy alargado	INESTABLE
0.2 - 0.4	alargado	
0.4 - 0.6	poco alargado	
0.6 - 0.8	normal	
0.8 - 1.0	simétrico	ESTABLE

Cuadro 4. Clasificación de bloques de acuerdo al índice de relación E2/E1.

El 10.3% son bloques normales y simétricos, son estables (Fig. 57) se distribuyen en las tres zonas morfológicas, sobre el valle intermontano se encuentran en la zona de subsidencia, al NW de San Juan Tetelcingo, en terrazas de San Agustín Oapan y estructuras mesiformes; el contraste altitudinal es débil de 300 m y el área varía de 5 a 80 km².

Los bloques poco alargados representan el 26% se encuentran en las tres regiones morfológicas, valle intermontano, piedemonte y montaña, el contraste altitudinal varía de débil a fuerte.

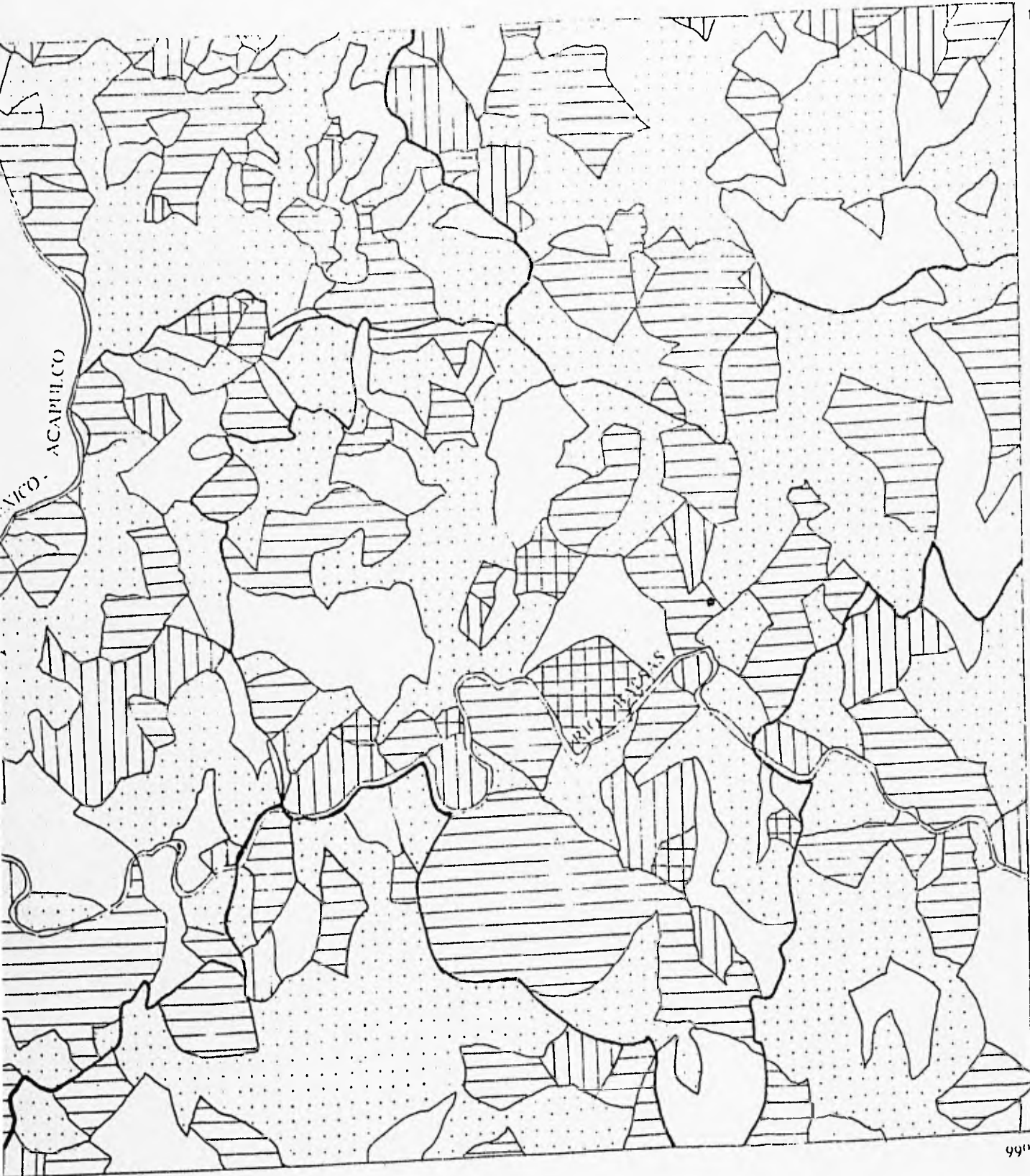
Los bloques alargados representan el 43.3%, tienden a la inestabilidad, se localizan en las tres regiones morfológicas, aunque su número aumenta a



N

CARRERA MEXICO-ACAPULCO

CERRILLOS



18° 05'

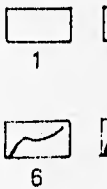
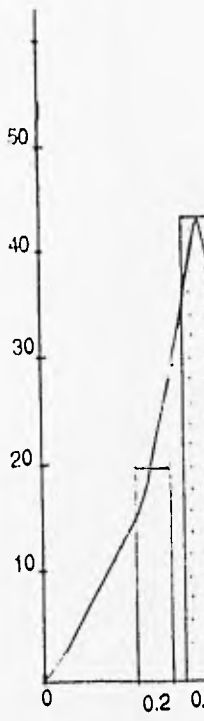
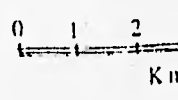


Fig. 57. Mapa y gráfico del bloque según el tipo de forma del bloque regionalización

17° 52'

99° 20'



RELACION ENTRE EL EJE MENOR Y EL EJE MAYOR

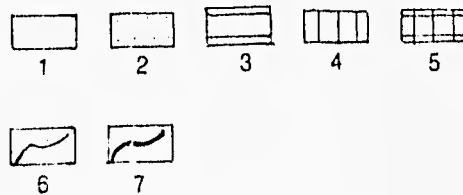
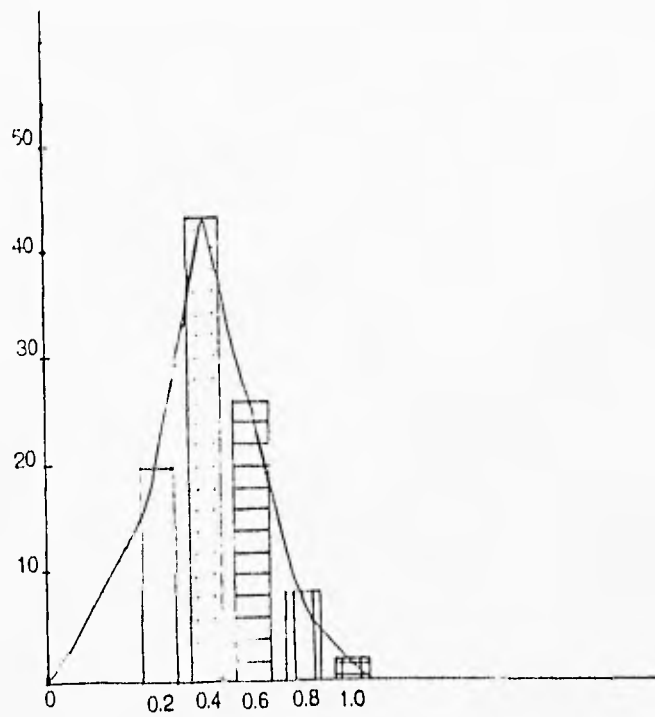
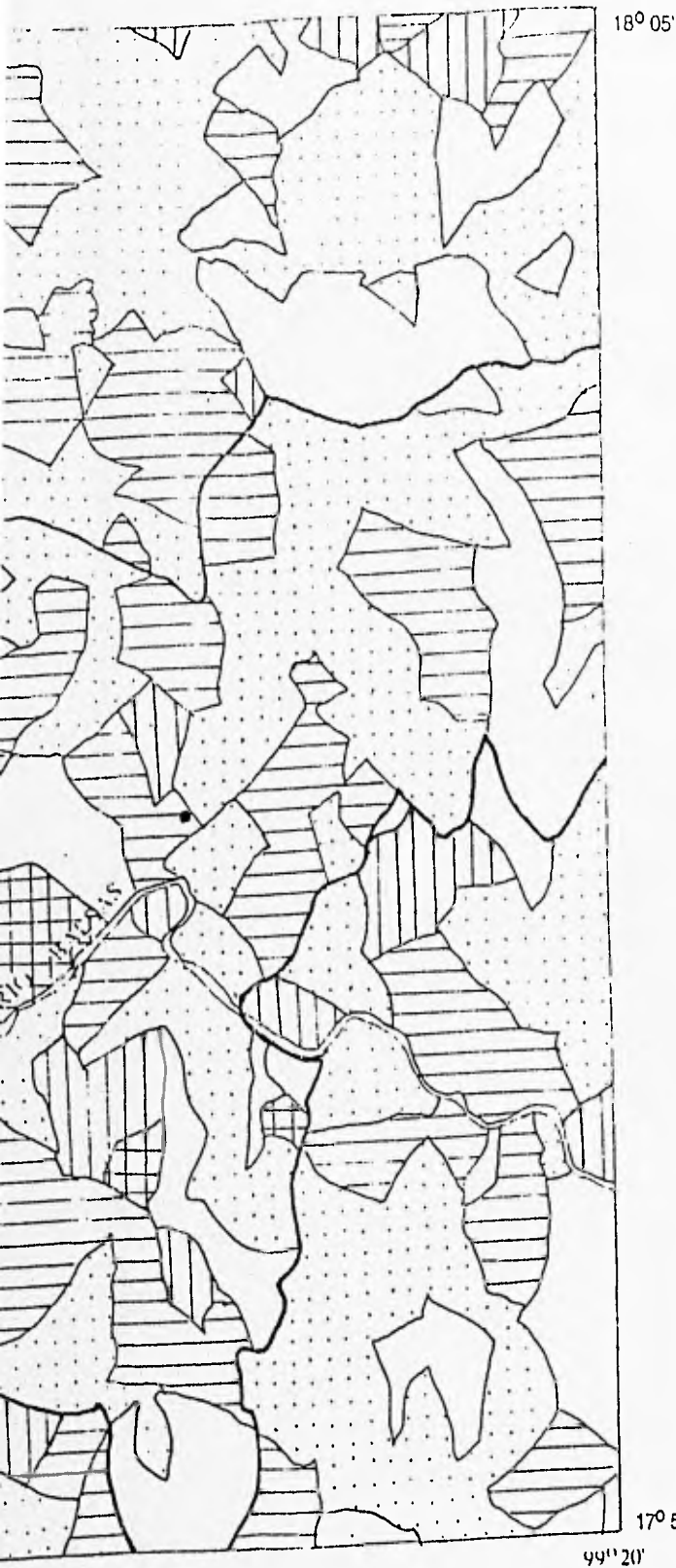
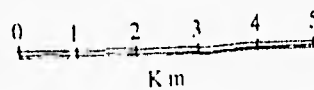


Fig. 57. Mapa y gráfica de la distribución de las unidades en bloque según el tipo de forma en "planta". 1. Simétricos; 2. Normales; 3. Poco alargados; 4. Alargados; 5. Muy alargados; 6. Límite de grupo según el tipo de forma del bloque en "planta"; 7. Límite de la regionalización de las estructuras en bloque.



medida que pasa de una región a otra de mayor altitud, el contraste altitudinal es débil (300 m); se encuentra en toda la región, dicha estabilidad se denota con circos erosivos activos y en zona de lavado al NW de San Agustín Oapan.

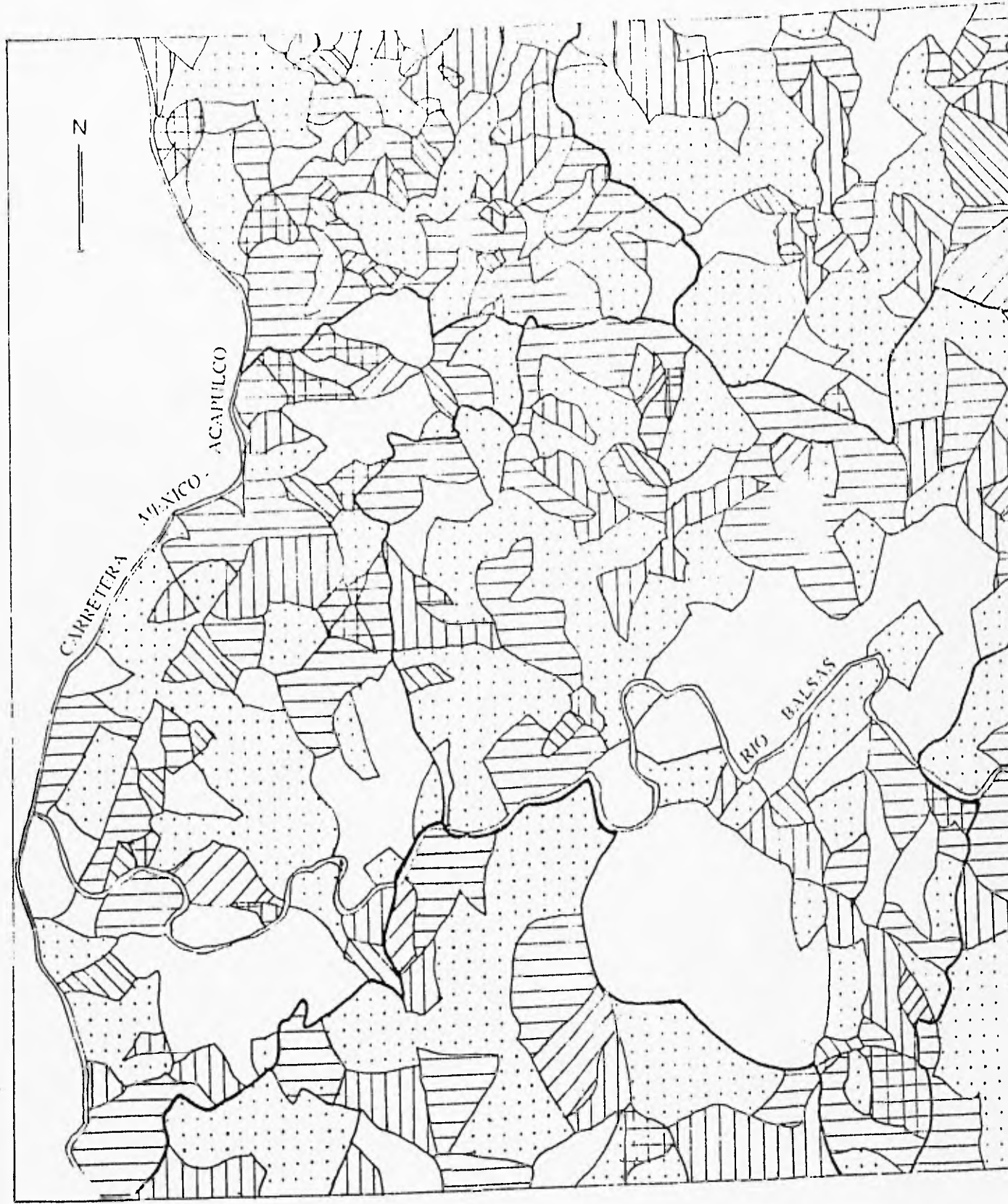
La categoría de bloques muy alargados representa el 20%, son inestables, tienen un área que varía de 5 a 45 km², no guardan relación con los pisos

altitudinales. La inestabilidad se observa por ubicarse en áreas de mayor erosión, circos erosivos activos y zonas de lavado laminar.

5.2.7. Relación entre altura relativa y el área del bloque.

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

En la gráfica de la Fig. 58 se diferencian siete grupos. El primero es menor a 1, representa el 10.4%. Se localiza en el valle intermontano que corresponde a la zona de subsidencia y de depositación, donde se han desarrollado terrazas del río Balsas; en el piedemonte corresponde a estructuras mesiformes donde la erosión es diferencial. Los bloques de este grupo tienen un área de 5 a 80 km², presentan un contraste altitudinal débil. De acuerdo a la gráfica de la Fig. 58 son bloques estables.





RELACION ENTRE LA AL

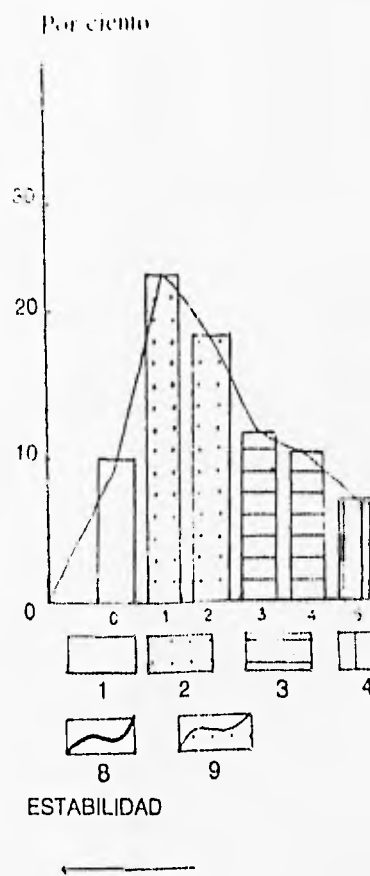
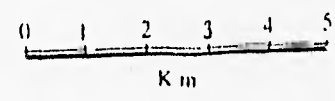
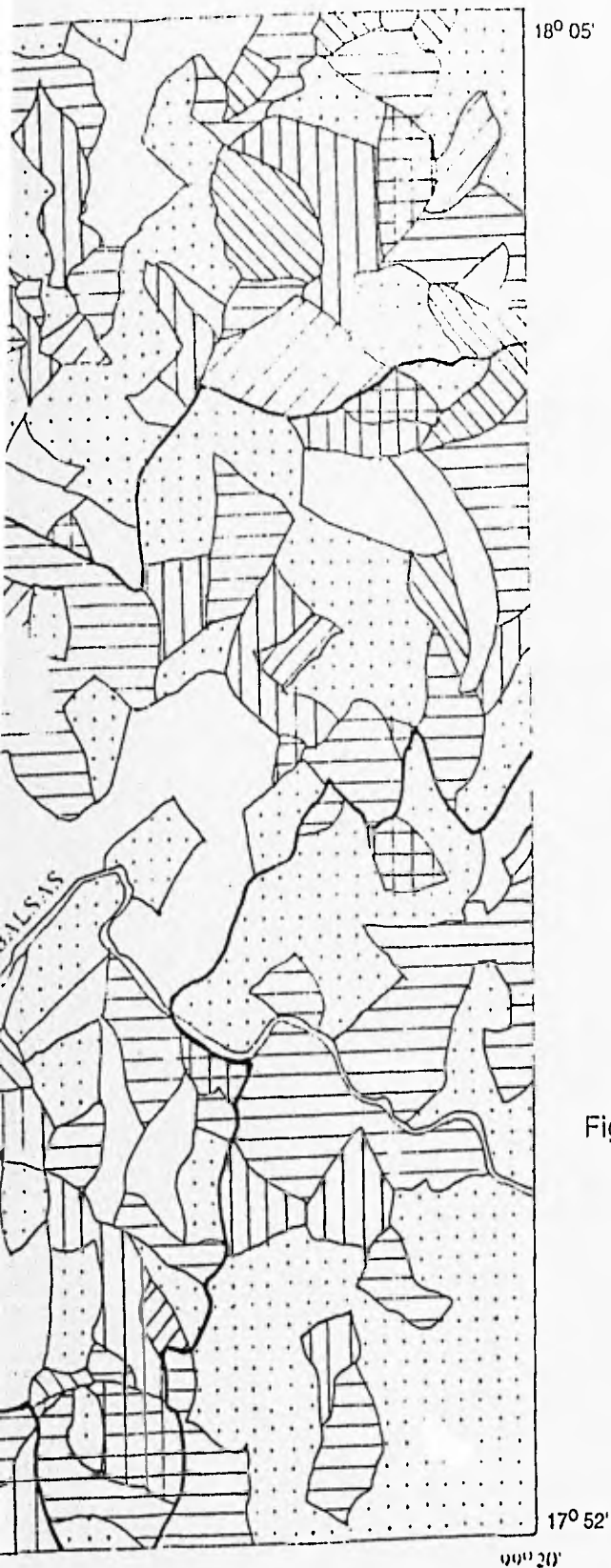


Fig. 58. Mapa y gráfica que mues unidades en bloque según altura relativa y el área (h/A 4. 5 y 6; 5. 7 y 8; 6. 9 y 10; 7 de regionalización de las e 9. Límite de regiones





RELACION ENTRE LA ALTURA RELATIVA Y EL AREA

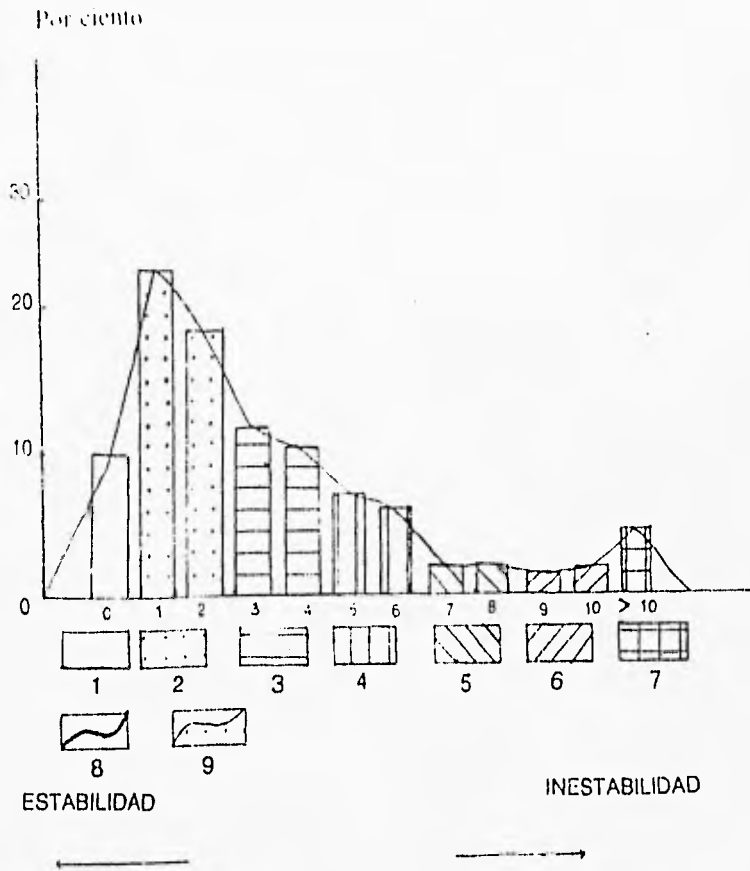
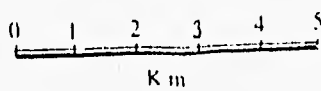


Fig. 58. Mapa y gráfica que muestran la distribución de las unidades en bloque según el índice de la relación entre altura relativa y el área (h/A). 1. 0; 2. 1 y 2; 3. 3 y 4; 4. 5 y 6; 5. 7 y 8; 6. 9 y 10; 7. Mayor a 10; 8. Límite de regionalización de las estructuras en bloque; 9. Límite de regiones



El grupo 2 representa el 41.4% tiene un índice que oscila de 1 a 2, por lo que tiende a ser estable, se localiza en las tres regiones morfológicas. Tienen un área de 5 a 45 km² corresponden a los bloques basculados y zona de lavado laminar, sin embargo, existe una actividad exógena moderada que destaca la presencia de circos erosivos activos y valles profundos en montañas calizas. El tercer grupo representa el 22.1% y un índice de 3 y 4. Se encuentra en el piedemonte y montaña, donde hay circos erosivos, tienen un área de 5 a 45 km², el contraste altitudinal es débil.

El cuarto grupo representa el 13.2% y un índice de 5 y 6 de acuerdo a la gráfica de la Fig. 58, se encuentra en la transición de estabilidad e inestabilidad. Se localiza en el piedemonte y montaña, tiene un contraste altitudinal de débil a moderado; coinciden con bloques levantados que se encuentran en el piedemonte al norte de San Agustín Oapan y en la caldera del Cerro Picudo. Sus áreas varían de 5 a 70 km².

El quinto y sexto grupo tienen un índice que oscila entre 7 y 10, representan el 7.8%, se distribuyen en las tres regiones morfológicas, tienen un área de 5 a 45 km², su contraste altitudinal es débil. De acuerdo a la gráfica de la Fig. 58 estos bloques tienden a la inestabilidad. El séptimo grupo representa 4.6% con un índice mayor a 10. Se encuentran en las zonas de piedemonte y montaña. Son bloques pequeños con área menor a 20 km², de acuerdo a la gráfica de la Fig. 58 son bloques inestables.

La inestabilidad de estos grupos se denota por la presencia de circos erosivos activos, escarpas y laderas superiores de valle.

CONCLUSIONES

Los elementos del medio natural tienen influencia directa en los procesos geomorfológicos. En el piedemonte donde el basamento litológico es de conglomerados calizos, volcánicos y areniscas tobáceas; se concentran los escurrimientos y la cubierta vegetal es escasa, los procesos denudatorios predominan. El valle representa la región de depósito con predominio de formas acumulativas, como terrazas y abanicos aluviales. Las montañas presentan diferente grado de erodabilidad, dependiendo de su estructura y basamento litológico. En las calizas la erosión fluvial es moderada y la kársica incipiente; en las volcánicas de brechas, tobas y andesitas los procesos erosivos son intensos.

La zona estudiada se caracteriza en su litología, por rocas sedimentarias del Cretácico Superior al Plioceno, y volcánicas del fin del Cretácico y Terciario. La región no muestra rasgos de un tectonismo activo reciente, siendo la litología la que tiene reflejo directo en el relieve. Las fallas y fracturas influyen en la configuración de los fluvios a través del control estructural, sin embargo, no tienen relación con la sismicidad, ya que, se debe únicamente a la influencia de la subducción de la placa Cocos debajo de la Norteamericana.

De acuerdo a la altitud la zona se divide en: valle intermontano, representa la zona de acumulación fluvial; piedemonte, predominan los procesos erosivos; y montaña, donde la erodabilidad es menor en rocas calizas y mayor en las volcánicas. Es decir, que en las regiones morfológicas la erosión está en función del tipo de roca que predomina.

El índice de densidad de la disección está en relación con el tipo de roca, los valores medios (de 4.0 a 6.0 Km/Km²) son los que predominan, se ubican en conglomerados de calizas y limolita; y areniscas tobáceas.

La profundidad de la disección se encuentra relacionada con la litología, no así con la estructura geológica. Los valores altos (31 a 60 m) se localizan en rocas deleznales donde es mayor la presencia de formas erosivo-denudatorias.

El relieve endógeno está representado por formas volcánicas del Terciario, aunque sus rasgos originales no han sido borrados se presentan disecadas por la erosión fluvial, debido al tipo de roca y al volcanismo "antiguo" que las originó.

El relieve endógeno modelado corresponde a las brechas y tobas volcánicas de las Formación Tetelcingo. Estas formas han sido modificadas por la erosión fluvial donde se han desarrollado circos erosivos activos, escarpas y superficies de divisoria de morfología aguda, debido a la erodabilidad de la roca, la escasa cubierta vegetal y las actividades agropecuarias.

El relieve exógeno erosivo se encuentra directamente relacionado con el tipo de roca. Tiene mayor representación la erosión fluvial en los conglomerados calizos y volcánicos, así como, areniscas tobáceas, presentan: circos erosivos activos, barrancos, zonas de lavado laminar y escarpas. En laderas de calizas se presenta una incipiente erosión kársica de dolinas, asimismo procesos fluviales en laderas superiores de valles y circos erosivos. Es característico en esta zona la erosión diferencial que se observa en las estructuras mesiformes de areniscas tobáceas, con cubierta de travertino.

El relieve exógeno acumulativo se localiza en el valle intermontano de los ríos Balsas y Tepecoacuilco, representado por el lecho de inundación, terrazas y abanicos aluviales; las dos primeras formas están relacionadas con los meandros de los ríos Balsas y la anastomosis del río Tepecoacuilco. El lecho de inundación es angosto; las terrazas son numerosas y no diferenciadas; los abanicos aluviales representan el depósito del acarreo de los materiales, producto de los procesos denudatorios del piedemonte.

La caracterización de la llanura aluvial es general, su dinámica es compleja y el transecto del río Balsas en la zona es corto, por lo que se pueden llevar a cabo investigaciones más detalladas de esta región.

En el análisis de bloques tectónicos no se identificó un plano estructural activo de tectónica reciente, ya que, la expresión geomorfológica se encuentra directamente relacionada con el basamento litológico. Las deformaciones plicativas y disyuntivas que se presentan en la zona se originaron durante la orogenia Laramide y una etapa distensiva posterior.

El estudio de bloques tectónicos aportó elementos para identificar zonas de subsidencia que son de acumulación y coinciden con el valle intermontano donde se forman abanicos y terrazas aluviales; asimismo, bloques levantados y basculados en el piedemonte, donde se dan los procesos erosivos intensos. Las regiones de inestabilidad que resultan de las relaciones entre altura relativa y área; altura relativa y eje menor; y eje menor y eje mayor coinciden con procesos erosivos como: circos activos, cimas de morfología aguda, zonas de lavado laminar y escarpas.

De acuerdo a la clasificación de estabilidad relativa de las estructuras en bloques el 65% de éstos se clasifican como estables, y las fronteras de estabilidad de primer orden son las representativas, las de tercer orden tienen poca expresión; lo que significa que el área no tiene una influencia tectónica directa.

La metodología para el análisis de la dinámica tectónica reciente, dio por resultado que la Cuenca Media del Balsas, San Juan Tetelcingo es tectónicamente inactiva, esto se refleja en las formas del relieve que aparecen en el mapa geomorfológico (rampas acumulativas, predominio de erosión laminar, poco desarrollo en circos de erosión, falta de terrazas colgadas, etc.), y en la bibliografía que fundamenta el aspecto geológico y sísmico de esta región. No obstante, al principio se pensó que la cercanía con la trinchera Mesoamericana, se tendría que reflejar en este territorio, con una actividad tectónica importante.

La teoría de bloques es una metodología diseñada para detectar movimientos tectónicos de ascenso y descenso, de acuerdo con sus creadores puede aplicarse a distintas regiones de la corteza terrestre, excepto en zonas de volcanismo cuaternario. El hecho de que los resultados hayan sido de inactividad, en nuestra zona de estudio, no sugiere falsedad o incompatibilidad de estos conceptos con el territorio mexicano, se citan a manera de referencia trabajos en donde el resultado tuvo que ver con actividad tectónica reciente:

Zamorano O. (1990). Análisis ingeniero-geomorfológico de la Cuenca de México, Ortiz P. *et al.* Análisis morfotectónico del territorio suroccidental del batolito de Colola Michoacán, México; Hernández S. (1991). Evidencias morfoestructuro-geodinámicas del desplazamiento lateral siniestro de la zona de sutura

interplacas de Bartlett; Ortiz P. *et. al.* Evidencias geomorfológicas de deformación transcurrente en el complejo volcánico de Temascalsingo, México; Zamorano O. *et. al.* Meseta de Boniato y Graben de Santiago de Cuba: un enfoque geomorfológico de su desarrollo morfoestructural; Frausto M. (1995). Análisis morfotectónico del sector oriental del curso bajo del río Balsas, Michoacán, México; Hernández S. *et. al.* Regionalización morfoestructural de la Sierra Madre del Sur, México.

BIBLIOGRAFIA

AGUILAR Pérez. 1983. Geología y geotecnia del P.H. San Juan Tetelcingo, Guerrero. Tesis de licenciatura. Fac. de Ingeniería, UNAM.

BELOUSOV, V. 1979. Geología estructural. Edit. Mir. Moscú. p.p. 303

BEOHNENBERGER, T. 1955. Bosquejo geológico a lo largo de la carretera Iguala-Chilpancingo, Estado de Guerrero. UNAM, Tesis profesional. México, D. F.

BOLIVAR, J. M. 1963. Geología del área delimitada por el Tomatal, Huitzuc y Mayanalán, Estado de Guerrero. UNAM, Instituto de Geología. Bol. 69. México, D. F,

COQUE, Roger. 1984. Geomorfología. Edit. Alianza. p.p. 92-102, 129-146.

CORDOVA Fernández de Arteaga, C. 1991. Geomorfología y evolución del uso del suelo en el medio semiárido de la cuenca media del río Balsas, Guerrero. Tesis de maestría. Fac. Fil. y Letras, UNAM. México, D.F. p.p. 206.

CRESPO Hernández, F. 1963. Estudio geológico de la zona de Mayanalán Xalitla, Edo. de Guerrero. Tesis de Licenciatura. Fac. de Ingeniería, UNAM, Tesis profesional. México D. F.

DE CSERNA, Zoltan, ORTEGA Gutiérrez y PALACIOS Nieto. 1980. Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto río Balsas, estados de Guerrero y Puebla, en libro-guía de la excursión geológica a la cuenca del alto río Balsas. CFE. México, D. F.

DEMEK, J. 1972. Las fases del vulcanismo en México: una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. Rev. Inst. de Geología. UNAM. México, D. F.

DE MIRO, M. Orell, M. y MORATO, D. 1985. Breviario de geomorfología. Edit. Oikos-Tau. Barcelona, España.

DERRAU, J. 1983. Geomorfología. Edit. Ariel. España.p.p. 528

DIAZ Díaz, MAGAZ, García, HERNANDEZ Santana, VENEREO Morales y PEREZ, Cárdenas. Reconstrucción tectónica local mediante el análisis de la morfoescultura marina en la franja costera Río Seco-Punta Maisí, provincia de Guantánamo Cuba, en morfotectónica de Cuba oriental. Edit. Acad. La Habana. 19 - 23 p.p.

DIAZ Díaz, PORTELA Peraza, BLANCO Segundo y HERNANDEZ Santana. 1986. Los principios básicos de la clasificación morfoestructural del relieve cubano. La Habana, Academia Ciencias Cuba.

FIGUEROA, A. 1971. Catálogo de sismos ocurridos en la República Mexicana. Instituto de Ingeniería, UNAM. México, D. F.

FRAUSTO, M. 1995. Análisis morfotectónico del sector oriental del curso bajo del río Balsas, Michoacán, México. Tesis de Licenciatura. Fac. de Fil. y Letras, UNAM. México, D. F. p.p. 158

FRIES, C., Jr. 1960. Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero. Instituto de Geología. Bol. 60. UNAM. México D. F.

GARCIA Calvario y Riva Palacio, R. 1990. Ingeniería geológica del proyecto hidroeléctrico San Juan Tetelcingo río Balsas Guerrero. CFE. México, D. F.

GARCIA, E. 1988. Modificaciones al sistema climático de Köeppen. Instituto de Geografía, UNAM. México, D. F.

GARCIA Romero, A. 1993. Análisis geomorfológico de la distribución de riesgos naturales en la delegación Cuajimalpa de Morelos, Distrito Federal. Tesis de Licenciatura. Fac. de Fil. y Letras, UNAM. México, D. F. p.p. 163.

GORSHKOV A. YAKUSHOVA.1970. Geología general. Traducido del ruso por Grekov. Edit. Mir. Moscú.

GUZMAN E. J. 1950. Geología del noreste de Guerrero. Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. V. 2.

GUERRA Peña, Felipe. 1980. Fotogeología. Fac. de Ingeniería, UNAM. México, D. F. p.p. 337.

HERNANDEZ Santana, DIAZ Díaz, MAGAZ García, GONZALEZ Ortiz, PORTELA Peraza y ARTEAGA Barrios. 1991. Criterios geomorfológicos de Cuba Oriental, en morfotectónica de Cuba Oriental. Edit. Acad. La Habana.

HERNANDEZ Santana, ORTIZ Pérez, MAGAZ García, DIAZ Díaz y ZAMORANO Orozco. 1994. Estilos geotectónicos bidimensionales y tridimensionales interbloques: una nueva categoría neotectónica para la determinación de morfoestructuras montañosas. Boletín de Investigaciones Geográficas. Instituto de Geografía, UNAM. México, D. F. p.p. 9 - 32.

HERNANDEZ Santana, J. R., ORTIZ Pérez, ZAMORANO O. Regionalización morfoestructural de la Sierra Madre del Sur, México. Boletín del Instituto de Geografía. (en prensa).

HERNANDEZ Santana, *et. al.* 1991. Evidencias morfoestructuro- geodinámicas del desplazamiento lateral siniestro de la zona de sutura interplacas de Bartlett. Edit. Acad. La Habana.

KIRKBY, M. J. y MORGAN, R. 1984. Erosión de suelos. Edit. Limusa. México, D. F.

KOSTENKO, Natalia. 1975. Geomorfología estructural. Instituto de Geografía, UNAM. México, D. F.

LAMADRID Marón, José. y Raúl Horta C. 1984. Geomorfología. Edit. Pueblo y educación. La Habana, Cuba. p.p. 166.

LEVIN, Jack. 1977. Fundamentos de estadística en la investigación social. Edit. Harla. México, D. F. p.p. 305.

LONGWELL, Chester y Richard Flint. 1981. Geología física. Edit. Limusa. México, D. F. p. p. 545.

LUGO Hubp, J. 1984. Geomorfología del sur de la cuenca de México. Serie Varía. Instituto de Geografía, UNAM. México, D. F.

LUGO Hubp, J. 1988. Elementos de geomorfología aplicada: métodos cartográficos. Instituto de Geografía, UNAM. México, D. F. p.p. 128

LUGO Hubp, J. 1989. Diccionario geomorfológico. Instituto de Geografía, UNAM. México, D. F. p. p. 337.

LUGO Hubp, J. 1990. El relieve de la República Mexicana. Revista del Instituto de Geografía, UNAM. México, D. F.

LLOPIS LLado. 1970. Fundamentos de hidrología cárstica. Edit. Blume. Madrid, España.

McCULLAGH, P. 1978. Modern concepts in geomorphology. Oxford Univ. Press. U K.

MORENO, a. et. al. 1970. Suelos de rendzina al sur de Iguala. Tesis Profesional. Biología, Fac. de Ciencias, UNAM.

NAJERA Garza. 1956. Estudio geológico del área de San Agustín Oapan. Tesis de Licenciatura. ESIA, IPN. México, D. F.

OLEA Gómezcaña 1965. Estudio geológico del área de Huitziltepec, Guerrero. IPN. Esc. Sup. de Ingeniería y Arquitectura. Tesis Profesional. México, D. F.

ORLOVA, V. 1981. El mosaico móvil del planeta. Nedra, Moscú. (en ruso).

ORTEGA Gutiérrez. 1980. Rocas volcánicas del Maestrichtiano en el área de San Juan Tetelcingo, Edo. de Guerrero, en Libro-guía de la excursión geológica a la cuenca del alto río Balsas. CFE. México, D. F.

ORTIZ Pérez, M. 1990. Perfiles geomorfológicos complejos. Serie Varia. Instituto de Geografía, UNAM. México, D. F. p. p. 46.

ORTIZ Pérez, ZAMORANO O. J.J., HERNANDEZ Santana, J. R. y FRAUSTO Martínez, O. 1992. Análisis morfotectónico del territorio suroccidental del batolito de Colola, Michoacán, México. Revista del Instituto de Geografía de la Academia de Ciencias de Cuba. (en prensa).

ORTIZ Pérez, ZAMORANO O., J.J., HERNANDEZ Santana, J. R., DIAZ J. y PALACIO Prieto, J. L. Evidencias geomorfológicas de deformación transcurrente en el complejo volcánico de Temascalcingo, México. Revista de ciencias de la Tierra y el espacio, Cuba. (en prensa).

PALACIOS Prieto, J. 1983. Metodología para el desarrollo de trabajos geomorfológicos a escala 1:50 000, en Primer congreso interno del Instituto de Geografía, UNAM. p.p. 52 -72.

SIMONOV, Y. 1972. Análisis geomorfológico regional. Universidad de Moscú. (en ruso).

STRAHLER, A. 1979. Geografía física. Edit. Omega. España.

THORNBURY, W. 1960. Principios de geomorfología. Edit. Kapelusz. España.

TRICART, J. 1962. La epidermis de la Tierra.

VERSTAPPEN, H. 1983. Applied geomorphology: geomorphological survey for enviromental development, Amsterdam.

ZAMORANO Orozco, J. 1990. Análisis ingeniero-geomorfológico de la Cuenca de México. Univ. de Moscú. Tesis doctoral. (en ruso).

ZAMORANO O., J. J. ORTIZ Pérez, M. A., HERNANDEZ Santana J. R., GOMEZ Arismendi, A., SALAS García, O., FRAUSTO M. Meseta de Boniato y graben de Santiago de Cuba: un enfoque geomorfológico de su desarrollo estructural. Boletín del Instituto de Geografía. (en prensa)

MATERIAL CARTOGRAFICO

• Cartas topográficas, geológica y edafológica a escala 1 : 50 000

- INEGI. 1984. Carta topográfica Santa Teresa E 14 A 88. México, D.F.

- INEGI. 1984. Carta topográfica Xochipala E 14 C 18. México, D. F.

- INEGI. 1984. Carta geológica Santa Teresa E 14 A 88. México, D. F.

- INEGI. 1984. Carta edafológica Santa Teresa E 14 A 88. México, D. F.

• Cartas climáticas y de vegetación a escala 1 : 250 000

- INEGI. 1985. Carta de efectos climáticos F 14-5. Noviembre-abril. México, D. F.

- INEGI. 1985. Carta de efectos climáticos F 14-5. Mayo-octubre. México, D. F.

- INEGI. 1985. Carta de efectos climáticos F 14-8. Noviembre-abril. México, D. F.

- INEGI. 1985. Carta de efectos climáticos F 14-8. Mayo-octubre. México, D. F.

- INEGI. 1984. Cartas de vegetación F 14-5 y F 14-8. México, D. F.

• Cartas de climas a escala 1 : 500 000

- CETENAL. 1970. Carta de climas México 14-Q-V. México, D. F.

- CETENAL. 1970. Carta de climas Acapulco 14-Q-VI. México, D. F.

• Fotografías aéreas

DETENAL. 1979. Zonas 32-36 A, escala 1 : 80 000

AEROFOTO. 1983. R 2476, escala 1 : 28 000

ANEXO 1

**BANCO DE DATOS PARA EL ANALISIS DE
BLOQUES**

REGION "A" (1)

NOMBRE	HMAX	H1	H2	H.RELAT		AREA	A.R.	A. RELA.	E. MEN
	HA (MSNM)	EXTREMOS DEL ANCHO EJE M		HR	EJE				
	HA	H1	H2	HR	MAYOR	MINOR			
126	1010	850	800	185	18	17	30.6	.02	6.04
152	840	750	800	65	12	7	8.4	.01	7.73
181	810	700	570	175	26	16	41.6	.02	4.20
182	880	600	590	285	43	5	21.5	.11	13.25
184	980	670	710	290	31	7	21.7	.08	13.36
185	900	740	750	155	29	9	26.1	.03	5.93
186	940	900	900	40	26	3	7.8	.02	5.1
187	1110	900	920	200	25	9	22.5	.04	8.88
188	1100	890	900	205	26	12	31.2	.03	6.57
189	1100	1020	1030	75	28	8	22.4	.01	3.34
190	1050	940	1040	60	25	10	25.0	.01	2.4
216	800	630	620	175	23	12	27.6	.02	6.3
217	810	620	790	105	39	12	468	.01	2.24
218	880	630	750	190	22	17	374	.02	5.08
219	980	690	750	260	50	10	500	.05	5.2
220	780	730	700	65	16	7	112	.01	5.8
221	1100	800	900	250	26	16	416	.03	6
222	980	940	970	25	17	10	170	.005	1.47
223	1170	1050	1050	120	24	6	144	.04	8.3
224	1120	1000	1070	85	29	10	290	.01	2.93
226	890	820	780	90	29	13	377	.01	2.38
255	640	580	580	80	22	10	220	.01	3.63
256	760	580	580	180	37	12	444	.03	4.05
257	640	560	560	80	35	20	700	.008	1.14
258	600	580	580	20	14	8	112	.005	1.78
259	680	560	580	110	25	10	250	.02	4.4
260	620	550	580	55	23	15	345	.007	1.59
261	720	600	560	140	26	9	234	.03	5.98
262	1020	760	800	240	37	12	444	.04	5.4
263	1060	900	800	210	28	14	392	.03	5.3
264	760	600	620	150	28	8	224	.03	6.69
265	860	740	840	70	31	13	403	.01	1.73
268	970	850	700	195	30	6	180	.06	10.83
295	820	720	700	110	32	16	512	.01	2.14
296	720	640	640	80	19	7	133	.02	6.01
297	800	680	700	110	33	15	495	.01	2.22
298	700	700	700	0	30	6	180	0	0
299	780	660	760	70	20	14	280	.01	2.5
300	800	600	640	190	24	11	264	.03	7.19
301	760	660	520	170	17	12	204	.02	8.33
302	800	620	740	120	29	9	261	.02	4.59
303	760	600	540	190	20	15	300	.02	6.33
304	1080	940	1080	70	27	17	459	.008	1.52
305	900	760	880	80	18	15	270	.01	2.96

REGION "A" (2)

NOMBRE	HMAX	H1		H2		H.RELAT		AREA	A.R. EJE M.	A. RELA. AREA BLO.	E. MEN. E. MAY
	HA (MSNM) HA	EXTREMOS DEL ANCHO H1	EJEM H2	H.R	EJE MAYOR	EJE MENOR					
306	1160	780	940	300	34	25	850	.02	3.52	.7	
307	1160	1100	1080	70	15	10	150	.01	4.66	.6	
308	1180	940	1000	210	19	4	76	.10	27.63	.2	
309	960	860	860	100	11	4	44	.05	22.72	.3	
310	1200	1040	1040	160	35	10	350	.03	4.57	.3	
344	780	500	560	250	53	16	848	.03	2.94	.3	
345	640	500	560	110	28	5	140	.04	7.85	.2	
346	700	660	580	80	22	16	352	.01	2.27	.7	
347	740	580	660	120	26	19	494	.01	2.42	.7	
348	600	540	560	50	21	8	168	.01	2.97	.4	
349	620	580	560	50	12	6	72	.01	6.94	.5	
350	640	540	560	90	20	10	200	.01	4.5	.5	
351	660	620	580	60	25	6	150	.02	4.0	.2	
352	640	540	480	130	20	8	160	.03	8.12	.4	
353	740	700	700	40	19	7	133	.01	3.0	.4	
354	740	740	620	60	28	8	224	.01	2.67	.3	
355	740	680	620	90	26	8	208	.02	4.32	.3	
356	820	660	780	100	37	12	444	.01	2.25	.3	
357	620	560	580	50	12	6	72	.01	6.94	.5	
358	820	800	800	20	38	8	304	.005	0.65	.2	
359	580	480	500	90	14	6	84	.03	10.71	.4	
360	840	740	820	60	36	8	288	.01	2.08	.2	
361	820	540	500	300	47	7	329	.08	9.11	.1	
362	700	500	680	110	42	12	504	.01	2.18	.3	
363	680	520	540	150	21	2	42	.15	35.71	.1	
364	720	660	680	50	34	8	272	.01	1.83	.2	
365	700	680	600	60	30	8	240	.01	2.5	.3	
366	820	480	700	230	44	35	1540	.01	1.49	.8	
367	620	560	580	50	26	12	312	.008	1.6	.4	
368	540	500	520	30	22	10	220	.006	1.36	.4	
369	580	560	580	10	29	13	377	.001	0.26	.4	
370	700	580	640	90	25	13	325	.01	2.76	.5	
371	760	700	700	60	36	10	360	.01	1.66	.3	
372	780	720	760	40	32	14	560	.005	0.71	.4	
373	760	760	680	40	50	9	450	.008	0.88	.2	
374	560	520	540	30	41	15	615	.004	0.48	.3	
375	520	520	520	0	34	5	170	0	0	.1	
376	480	480	480	0	26	3	78	0	0	.1	
377	500	500	480	10	16	12	192	.001	0.52	.7	
378	560	520	520	40	24	10	240	.008	1.66	.4	
402	540	480	480	60	41	24	984	.005	0.60	.6	
403	560	560	540	10	21	11	231	.001	0.43	.5	
404	680	520	560	140	18	13	234	.02	5.98	.7	
405	700	600	680	60	36	10	600	.01	1.0	.3	

REGION "C" (1)

NOMBRE	HMAX	H1	H2	H.RELAT		EJE MAYOR	EJE MENOR	AREA	A.R. EJE M.	A. RELA. AREA. BLO.	E. MEN. E. MAY
	HA (MSNM) HA	EXTREMOS DEL H1	ANCHO EJE M H2	H.R							
291	820	740	780	60	53	10	530	.01	1.13	.2	
292	740	700	700	40	18	7	126	.01	3.17	.4	
293	820	720	780	70	24	9	216	.01	3.24	.4	
294	840	740	700	120	18	7	126	.03	9.52	.4	
336	700	600	640	80	42	13	546	.01	1.46	.3	
337	780	620	680	130	33	25	825	.01	1.57	.7	
338	820	760	800	40	22	18	396	.004	1.01	.8	
339	820	800	780	30	26	11	286	.005	1.04	.4	
340	880	760	640	180	41	11	451	.03	3.99	.3	
341	800	680	660	130	36	13	338	.02	3.84	.4	
342	620	600	600	20	21	8	168	.005	1.19	.4	
343	800	580	640	190	49	13	637	.02	2.98	.3	
394	560	500	540	40	19	16	304	.005	1.31	.8	
395	560	540	520	30	16	11	176	.005	1.70	.7	
396	640	500	620	80	24	11	264	.01	3.03	.4	
397	860	700	780	120	26	19	494	.01	2.42	.6	
398	840	500	560	310	35	23	805	.02	3.85	.6	
399	540	500	540	20	16	8	128	.005	1.56	.5	
400	640	580	580	60	27	13	351	.009	1.70	.5	
401	600	540	540	60	21	8	168	.01	3.57	.4	
448	760	620	540	180	38	16	608	.02	2.96	.4	
449	860	680	660	190	31	13	403	.02	4.71	.4	
450	860	660	620	220	32	18	576	.02	3.81	.6	
451	840	620	600	230	35	12	420	.02	5.47	.3	
452	640	580	500	100	21	14	294	.01	3.40	.6	
453	660	600	640	40	24	6	144	.01	2.77	.2	
454	620	540	540	80	21	11	231	.01	3.46	.5	
455	780	780	580	100	31	19	589	.01	1.69	.6	
456	560	540	500	40	18	8	144	.01	2.77	.4	
457	600	520	480	100	29	22	638	.009	1.56	.7	
458	800	700	760	70	48	8	384	.01	1.82	.2	
500	940	840	900	70	37	10	370	.01	2.43	.3	
501	1160	1060	1040	110	46	12	552	.01	1.99	.3	
502	1060	1000	1040	40	21	6	126	.01	3.17	.3	
503	1140	1100	1040	70	35	11	385	.01	1.81	.3	
504	1280	1140	1080	170	45	15	675	.02	2.51	.3	
505	880	780	880	50	30	10	300	.01	1.66	.3	
506	1060	940	980	100	30	6	180	.03	5.55	.2	
507	1000	940	940	60	45	11	495	.01	1.21	.2	
508	960	900	820	100	29	11	319	.01	3.13	.4	
509	1320	1240	1000	200	44	15	660	.02	3.03	.3	
510	1020	940	960	70	45	19	855	.007	1.05	.4	
511	960	920	920	40	40	10	400	.008	1.00	.2	
512	860	840	820	30	24	5	120	.01	2.5	.2	

REGION "D" (1)

NOMBRE	HMAX	H1	H2	H.RELAT		AREA	A.R.	A. RELA.	E MEN.	
	HA (MSNM)	EXTREMOS DEL ANCHO EJE M		HR	EJE MAYOR					EJE MENOR
	HA	H1	H2							
1	790	730	810	20	26	22	572	.001	0.3	.8
2	740	640	640	100	24	13	312	.01	3.20	.5
3	810	790	640	95	35	10	350	.01	2.71	.3
4	700	650	650	50	12	8	96	.01	5.2	.6
5	900	850	850	50	13	10	130	.01	3.84	.7
6	900	890	840	35	18	6	108	.01	3.24	.3
7	880	790	880	45	33	6	198	.01	2.36	.2
8	860	740	730	125	41	8	328	.03	3.81	.2
9	780	790	710	30	13	8	104	.007	2.88	.6
10	1000	840	790	185	40	13	520	.02	3.55	.3
11	800	800	790	5	13	6	78	.001	0.64	.4
12	960	830	860	115	42	5	210	.04	5.47	.1
13	1010	870	970	90	34	11	374	.01	2.4	.3
14	1010	930	950	70	29	12	348	.01	2.0	.4
29	800	720	680	100	31	5	155	.04	6.45	.2
30	810	750	790	40	25	10	250	.008	1.6	.4
31	850	680	800	110	30	17	510	.01	2.15	.6
32	870	800	750	95	44	15	660	.01	1.43	.3
33	880	630	810	160	32	19	608	.01	2.43	.6
34	760	640	630	125	16	11	176	.02	7.1	.7
35	710	670	670	40	8	5	40	.01	10.0	.6
36	760	650	750	60	20	10	200	.01	3.0	.5
37	790	780	770	15	12	5	60	.006	2.5	.4
38	770	770	700	35	25	6	150	.01	2.33	.2
39	800	710	750	70	10	7	70	.02	10.0	.7
40	930	780	840	120	21	10	210	.02	5.71	.5
41	930	790	820	125	24	9	216	.02	5.78	.4
42	950	930	910	30	24	7	168	.008	1.78	.3
43	980	910	900	75	34	7	238	.02	3.15	.2
44	970	860	950	65	17	7	119	.01	5.46	.4
60	810	790	700	65	18	11	198	.01	3.28	.6
61	820	700	740	100	26	12	52	.01	19.23	.5
62	880	880	870	5	25	7	175	.001	0.28	.3
63	890	750	750	140	34	10	340	.02	4.11	.3
64	890	750	740	145	30	4	120	.07	12.08	.1
65	780	780	750	15	15	6	90	.005	0.16	.4
66	790	680	750	75	17	8	136	.01	5.51	.5
67	790	730	780	35	16	8	128	.008	2.73	.5
68	820	800	760	40	25	12	300	.006	1.33	.5
69	850	790	790	60	11	5	55	.01	10.90	.4
70	910	850	850	60	16	6	96	.02	6.25	.4
71	910	910	830	40	18	6	108	.01	3.7	.3
72	900	830	890	40	28	8	224	.01	1.78	.3
73	980	830	870	110	16	4	64	.05	17.18	.2

REGION "D" (2)

NOMBRE	HMAX	H1	H2	H.RELAT		AREA	A.R. EJE M.	A. RELA. AREA BLO.	E. MEN. E. MAY.	
	HA (MSNM) HA	EXTREMOS DEL ANCHO EJE M		H.R	EJE MAYOR					EJE MENOR
		H1	H2							
74	930	800	820	120	18	4	72	.06	16.66	.2
84	730	670	680	65	17	8	136	.01	4.77	.5
85	730	670	660	65	17	10	170	.01	3.82	.6
86	820	840	690	55	26	16	416	.006	1.32	.6
87	810	650	650	160	33	23	759	.01	2.10	.7
88	850	600	650	225	25	8	200	.05	11.25	.3
89	870	650	900	95	30	11	330	.01	2.87	.4
90	660	600	600	60	10	6	60	.02	10.0	.6
91	690	640	640	50	11	8	88	.01	5.68	.7
92	750	700	700	50	23	12	276	.008	1.81	.5
93	820	700	700	120	24	13	312	.01	3.84	.5
94	800	740	770	45	15	6	90	.01	5.0	.4
95	790	740	740	50	16	4	64	.02	7.8	.2
96	820	770	750	60	16	9	144	.01	4.16	.6
97	830	750	800	55	16	4	64	.02	8.59	.2
98	830	770	780	55	18	4	72	.02	7.63	.2
99	850	800	800	50	20	7	140	.01	3.54	.3
100	820	800	730	55	32	12	384	.009	1.43	.4
101	870	780	850	55	19	14	266	.007	2.06	.7
102	770	750	720	35	10	7	70	.01	5.0	.7
103	750	720	710	15	9	4	36	.007	4.16	.4
104	770	750	690	50	14	9	126	.01	3.96	.6
105	800	750	730	60	16	10	160	.01	3.75	.6
106	810	780	790	25	10	5	50	.01	5.0	.5
107	780	750	750	30	9	4	36	.01	8.33	.4
108	920	780	780	140	28	8	224	.03	6.25	.3
109	940	920	890	35	37	9	333	.007	1.05	.2
110	820	750	790	50	18	7	126	.01	3.96	.4
111	750	740	740	10	19	9	171	.002	0.58	.5
112	990	890	960	65	30	8	240	.01	2.7	.3
113	1000	950	950	50	19	8	152	.01	3.28	.4
144	920	850	870	60	31	8	248	.01	2.41	.2
115	920	840	840	80	8	5	40	.03	20.0	.6
117	930	840	800	110	26	10	260	.02	4.23	.4
143	900	750	600	225	40	12	480	.03	4.68	.3
114	880	810	810	70	29	10	290	.01	2.41	.3
145	770	750	700	45	19	6	114	.01	3.94	.3
146	880	760	830	85	29	10	290	.01	2.93	.3
147	810	750	750	60	10	5	50	.02	12.0	.5
148	880	750	870	70	28	10	280	.01	2.5	.3
149	860	800	750	85	16	5	80	.03	10.62	.3
150	880	750	850	80	14	7	98	.02	8.16	.5
153	860	700	750	135	15	6	90	.04	3.88	.4
154	810	700	710	105	23	10	230	.02	4.56	.4

REGION "E" (1)

NOMBRE	HMAX	H1		H2		HRELAT		AREA	A.R. EJE M.	A. RELA. AREA BLO.	E. MEN. E. MAY.
	HA (MSNM) HA	EXTREMOS DEL ANCHO H1	EJE M H2	H.R	EJE MAYOR	EJE MENOR					
15	1120	1050	980	105	28	19	532	.01	1.97	.7	
16	1180	960	950	225	47	9	423	.05	5.31	.2	
17	1030	1030	1020	5	14	8	112	.001	0.44	.6	
18	1030	1030	1030	0	18	10	180	0	0.0	.5	
19	1040	1020	1040	10	11	8	88	.002	1.13	.7	
20	1020	1020	1010	5	32	14	448	.0007	0.11	.4	
21	1010	970	970	40	22	10	220	.008	1.81	.4	
22	1300	1200	1070	165	37	29	1073	.01	1.53	.8	
23	1280	1220	1280	30	50	10	500	.006	0.6	.2	
24	1240	1220	1220	20	35	8	280	.005	0.71	.2	
25	1350	1210	1160	165	21	17	357	.01	4.62	.8	
26	1480	1420	1260	160	23	12	276	.02	5.79	.5	
27	1620	1530	1560	75	18	7	126	.02	5.95	.8	
28	1700	1670	1530	100	27	18	486	.01	2.05	.6	
45	1020	1020	990	15	39	4	156	.007	0.96	.1	
46	1290	1050	930	300	42	34	1428	.01	2.10	.8	
47	1200	1030	1090	140	24	12	288	.02	4.86	.5	
48	1220	1020	1140	140	30	20	600	.01	2.33	.6	
49	1170	1120	1040	90	22	10	220	.01	4.09	.4	
50	1200	1050	1140	105	34	10	340	.02	3.08	.3	
51	1060	1060	1040	10	28	9	252	.002	0.39	.3	
52	1110	1090	1100	5	22	9	198	.001	0.25	.4	
53	1150	1140	1140	10	16	4	64	.005	1.56	.2	
54	1160	1090	1090	70	22	4	88	.03	7.95	.1	
55	1200	1130	1100	85	32	6	192	.02	4.42	.2	
56	1660	1530	1640	75	48	16	768	.009	0.97	.3	
57	1680	1300	1300	380	33	27	891	.02	4.26	.8	
58	1700	1660	1600	70	28	17	476	.008	1.47	.6	
59	1740	1330	1450	350	40	9	360	.07	9.72	.2	
75	1180	1040	1140	90	33	15	495	.01	1.8	.4	
76	1180	1120	1140	50	16	9	144	.01	3.47	.6	
77	1160	1080	1090	75	33	22	726	.006	1.03	.6	
78	1210	990	970	230	33	11	363	.04	6.33	.3	
79	1180	1120	1150	45	45	14	630	.006	0.71	.3	
80	1180	1070	1160	65	30	17	510	.007	1.27	.6	
81	1480	1070	1020	435	42	15	630	.05	6.90	.3	
82	1650	1160	1140	500	53	15	795	.06	6.28	.3	
83	1700	1150	1150	550	44	7	308	.01	17.85	.1	
116	990	890	990	50	20	10	200	.01	1.5	.5	
118	960	950	910	30	14	11	154	.005	1.94	.8	
119	1210	1140	1200	40	23	16	368	.005	1.08	.7	
120	1270	1250	1200	45	31	13	403	.006	1.11	.4	
121	1050	950	950	100	18	7	126	.02	7.93	.4	
122	1290	1280	1230	35	40	14	560	.005	0.62	.3	

REGION "F" (1)

NOMBRE	HMAX	H1	H2	H.RELAT		EJE MAYOR	EJE MENOR	AREA	A.R. EJE M.	A. RELA. AREA BLO.	E. MEN E. MAY.
	HA (MSNM) HA	EXTREMOS DEL ANCHO H1	EJE M H2	H.R.							
191	890	760	760	130		39	10	390	.02	3.33	.2
192	880	880	840	20		18	6	108	.006	1.85	.3
193	960	920	660	170		28	15	420	.02	4.04	.5
194	980	960	910	45		25	11	275	.008	1.63	.4
195	970	950	940	25		25	9	225	.005	1.11	.3
196	980	870	870	110		29	9	261	.02	4.21	.3
197	980	960	970	15		20	7	140	.004	1.07	.3
198	950	900	900	50		17	10	170	.01	2.94	.6
199	980	870	890	100		21	5	105	.04	9.52	.2
200	1000	920	960	60		20	9	180	.01	3.33	.4
201	950	800	850	125		17	6	102	.04	12.25	.3
202	1000	990	950	30		25	11	275	.005	1.09	.4
203	980	950	940	35		29	7	203	.01	1.72	.2
204	900	840	740	110		30	11	330	.02	3.33	.4
205	980	950	920	45		22	7	154	.01	2.92	.3
206	920	750	780	155		32	11	352	.01	4.40	.3
209	1070	1050	750	170		43	26	1118	.01	1.52	.6
210	1070	790	780	285		51	16	816	.03	3.49	.3
211	1410	1410	1090	160		45	23	1035	.01	1.54	.5
212	1490	1480	1400	50		49	16	784	.006	0.63	.3
213	1330	1100	1120	220		36	9	324	.04	6.79	.2
214	1510	1500	1180	20		69	11	759	.003	0.26	.1
215	1660	1310	1250	380		61	23	1403	.03	2.71	.4
225	880	780	770	105		42	17	714	.01	1.47	.4
227	830	800	750	55		13	10	130	.01	4.23	.7
228	750	790	710	0		15	9	135	0	0	.6
229	890	860	840	40		18	10	180	.008	2.22	.5
230	910	810	760	125		33	6	198	.04	6.31	.1
231	900	870	850	40		20	8	160	.01	2.5	.4
232	910	800	850	85		27	17	459	.01	1.85	.6
233	800	720	620	130		38	12	456	.02	2.85	.3
234	830	660	700	150		27	8	216	.03	6.94	.3
235	900	840	800	80		28	9	252	.01	3.17	.3
236	970	950	940	25		41	6	246	.008	1.01	.1
237	1020	970	970	50		44	7	308	.01	1.62	.1
238	980	700	700	280		38	6	228	.09	12.28	.1
239	1000	680	700	310		49	10	490	.06	6.32	.2
240	1040	980	920	90		25	8	200	.02	4.5	.3
241	950	760	720	210		21	10	210	.04	10	.5
242	900	860	900	20		22	9	198	.004	1.01	.4
243	960	590	600	365		38	23	874	.03	4.17	.6
244	840	650	600	215		32	12	384	.03	5.59	.4
245	740	640	740	50		33	9	297	.01	1.68	.3
246	900	700	700	200		31	11	341	.03	5.86	.3

REGION "F" (2)

NOMBRE	HMAX	H1		H2		H.RELAT		AREA	A.R. EJE M.	A. RELA. AREA BLO.	E. MEN. E. MAY.
	HA (MSNM) HA	H1	H2	H.R.	EJE MAYOR	EJE MENOR					
247	760	700	640	90	16	10	160	.01	5.62	.6	
248	920	700	690	225	25	10	250	.04	9.0	.4	
249	920	920	820	50	27	12	324	.008	1.54	.4	
250	1140	980	920	190	38	23	874	.01	2.17	.6	
251	1060	880	880	180	48	11	528	.03	3.4	.2	
252	940	830	840	105	32	8	256	.02	4.1	.2	
253	1040	880	940	130	29	9	261	.02	4.98	.3	
254	1040	780	820	240	60	15	900	.03	2.66	.2	
266	960	700	700	160	27	16	432	.02	3.7	.6	
267	980	860	780	160	27	10	270	.03	5.92	.4	
269	1000	880	830	145	37	14	518	.02	2.79	.4	
270	880	820	880	30	28	12	336	.005	0.89	.4	
271	860	780	840	50	44	10	440	.01	1.13	.2	
272	860	760	720	120	36	7	252	.03	4.76	.2	
273	860	700	760	130	32	19	608	.01	2.13	.6	
274	820	680	700	130	25	8	200	.03	6.5	.3	
275	820	740	780	60	37	14	518	.008	1.15	.4	
276	720	600	600	120	27	9	243	.02	4.93	.3	
277	760	700	660	80	24	6	144	.02	5.55	.2	
278	860	780	780	80	26	15	390	.01	2.05	.6	
279	1040	880	760	220	41	20	820	.02	2.68	.5	
280	740	720	600	80	15	12	180	.01	4.44	.8	
281	880	700	600	230	38	14	532	.03	4.32	.4	
282	660	540	540	120	24	15	360	.01	3.33	.6	
283	720	600	680	80	25	17	425	.009	1.88	.7	
284	740	700	640	70	52	19	988	.007	0.7	.4	
285	740	720	740	10	40	21	840	.0009	0.11	.5	
286	760	700	700	60	14	4	56	.03	10.71	.3	
287	800	700	680	110	26	9	234	.02	4.7	.3	
288	880	800	760	100	28	10	280	.02	3.57	.3	
289	880	780	760	110	30	11	330	.02	3.33	.3	
290	860	800	800	60	11	3	33	.04	18.18	.3	
311	980	860	840	130	18	12	216	.02	6.01	.6	
312	1060	700	780	320	50	10	500	.06	6.4	.2	
313	880	800	800	80	11	6	66	.02	12.12	.5	
314	860	820	840	30	35	5	175	.01	1.71	.1	
315	920	920	660	130	36	20	720	.01	1.8	.5	
316	820	660	680	150	28	12	336	.02	4.46	.4	
317	820	780	780	40	38	8	304	.01	1.31	.2	
318	780	540	580	220	49	13	637	.03	3.45	.3	
319	740	680	700	50	42	8	336	.01	1.48	.2	
320	720	660	700	40	35	10	350	.008	1.14	.3	
321	520	500	500	20	18	11	198	.003	1.01	.6	
322	780	680	540	170	29	9	261	.03	6.51	.3	

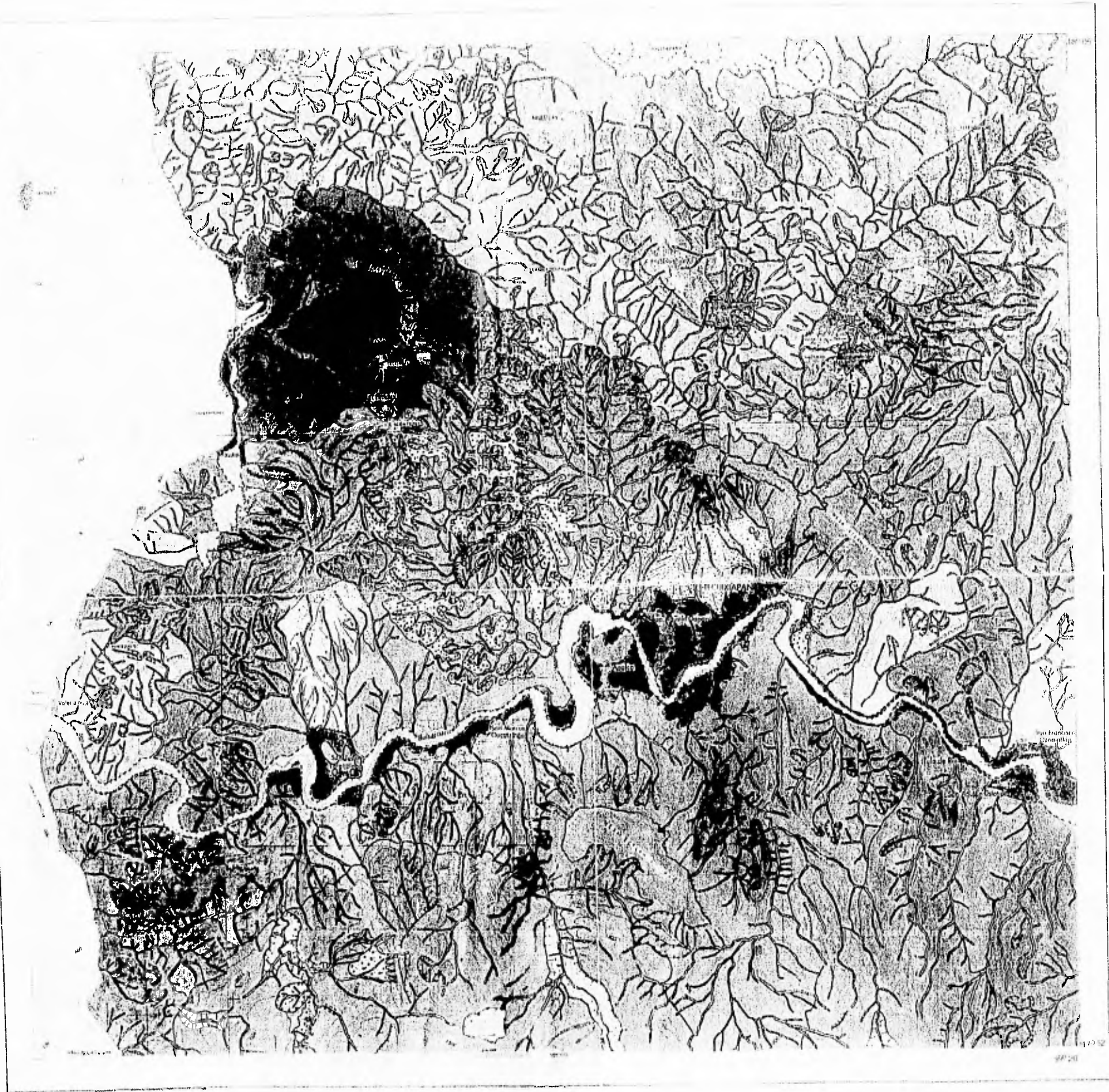
REGION "F" (3)

NOMBRE	HMAX	H1	H2	H.RELAT		AREA	A.R.	A. RELA.	E. MEN.	
	HA (MSNM)	EXTREMOS DEL ANCHO EJE M		H.R	EJE					EJE
	HA	H1	H2		MAYOR	MENOR				
323	700	660	700	20	15	9	135	.004	1.48	.6
324	600	600	520	40	16	12	192	.006	2.08	.7
325	600	560	540	50	37	8	296	.01	1.68	.2
326	680	540	600	110	25	23	575	.009	1.91	.9
327	560	520	520	40	42	14	588	.005	0.68	.3
328	600	580	580	20	41	8	328	.005	0.6	.2
329	540	540	500	20	41	36	1476	.001	0.13	.9
330	580	580	580	0	52	11	572	0	0	.2
331	540	520	540	10	19	9	171	.002	0.58	.5
332	560	540	560	10	15	10	150	.002	0.66	.6
333	680	640	580	70	19	34	646	.004	1.08	
334	720	720	600	60	39	20	780	.006	0.76	.5
335	720	700	640	50	24	10	240	.01	2.08	.4
379	600	520	500	90	30	7	210	.02	4.28	.2
380	620	500	560	90	22	17	374	.01	2.4	.8
381	820	720	740	90	41	15	615	.01	1.46	.4
382	860	780	740	100	32	18	576	.01	1.73	.6
383	840	700	700	140	22	8	176	.03	7.95	.4
384	880	700	880	90	46	8	368	.02	2.44	.2
385	700	700	600	50	43	10	430	.01	1.16	.2
386	780	740	720	50	35	9	315	.01	1.58	.2
387	700	640	600	80	15	14	210	.01	3.8	.9
388	760	600	660	130	25	19	475	.01	2.73	.7
389	540	600	560	60	21	6	126	.02	4.76	.3
390	700	480	600	160	26	14	364	.02	4.39	.5
391	620	520	520	100	22	7	154	.02	6.49	.3
392	520	500	500	20	10	9	90	.004	2.22	.9
393	560	500	540	40	35	16	560	.005	0.71	.4
425	540	480	500	50	31	22	682	.004	0.73	.7
426	1020	940	800	150	89	48	4272	.006	0.37	.5
427	560	500	540	40	23	8	184	.01	2.17	.3
428	600	540	520	70	28	18	504	.007	1.38	.6
429	580	540	520	50	21	6	126	.01	3.96	.3
430	620	560	600	40	22	10	220	.008	1.81	.4
431	740	600	600	140	22	10	220	.02	6.36	.4
432	520	500	500	20	31	9	279	.004	0.71	.3
433	780	580	540	220	22	16	352	.02	6.25	.7
434	800	800	660	70	24	15	360	.009	1.94	.6
435	640	640	500	70	28	13	364	.01	1.92	.5
436	660	660	600	30	33	11	363	.005	0.82	.3
437	700	560	600	120	24	20	480	.01	2.5	.8
438	720	560	660	110	21	19	399	.01	2.75	.9
439	740	720	700	30	37	10	370	.006	0.81	.2
440	780	640	620	150	21	12	252	.02	5.95	.6

FIG 30 MAPA MORFOGENETICO DE UNA PORCION DE LA CUENCA MEDIA DEL BALSAS:



FIG. 30 MAPA MORFOGENETICO DE UNA PORCION DE LA CUENCA MEDIA DEL BALSAS: SAN JUAN TETELCINGO



UNA PORCION DE LA CUENCA MEDIA DEL BALSAS: SAN JUAN TETELCINGO



LEYENDA

I. RELIEVE ENDOGENO

- Caldera
- Dome andesítico
- Laderas del cono intonso de la caldera (cráter)

II. RELIEVE ENDOGENO MODELADO

- Laderas de brecha y tobas volcánicas de procesos del erosión fluvial (F. Tolucaño) Terciario, modeladas por
- Superficies de división con morfología aguda, asimétricas y con bordes escarpados

III. RELIEVE EXOGENO

- III. RELIEVE EXOGENO**
- III. FROSOVO**
- Barrancos
- Zanjas de lavado lateral
- Cirios en seco
- Activos
- Inactivos
- Estructuras mesomorfas
- Sobre areniscas tobáceas del Terciario con calizas de travertino
- Sobre lapares de calizas del Cretácico
- Laderas
- Laderas de areniscas tobáceas y conglomerados calizas
- Laderas de calizas y dolomías
- Laderas heterogéneas compuestas por: calizas, lutitas-calcareas, areniscas-tobáceas, brechas y tobas volcánicas
- Laderas de calizas y lutitas calcareas
- Laderas superiores de valles (fluviales)
- Direccionamiento por la actividad reciente

III. ACUMULATIVO

- Planicies acumulativas de origen aluvial producto de la coalescencia de abanicos
- Abanicos aluviales
- Lector de interfluvios
- Cocheros abandonados y conmutados
- Terrazas fluviales no diferenciadas

SIMBOLOS COMPLEMENTARIOS

- Escarpa
- Contacto de zonas de laderas
- Apice de abanicos
- Zona de maque
- Direccion de la pendiente en terrazas
- Poblado
- Carretera

ESCALA 1:50,000



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

COLEGIO DE GEOGRAFÍA

ELABORACION

ACOSTA GARCIA MARIA ALEJANDRA

REYES RAMIREZ DORA OLIVIA

CUENCA MEDIA DEL BALSAS: SAN JUAN TETELCINGO



LEYENDA

I RELIEVE ENDOGENO

- Caldera
- Domo andosítica
- Laderas del anillo interior de la caldera (crater)

II. RELIEVE ENDOGENO MODELADO

- Laderas de brecha y tobas volcánicas de principios de la erosión fluvial (F. Tetelcingo) Terciario, modeladas por
- Superficies de divisoria con morfología aguda, asimétricas y con bordes escarpados

III. RELIEVE EXOGENO

- IIIa. EROSIVO
 - Barrancos
 - Zonas de lavado laminar
 - Cincos erosivos Activos
 - Inactivos
- Estructuras mesomórficas
 - Sobre areniscas lobáceas del Terciario con cubierta de travertino
 - Sobre laderas de calizas del Cretácico
 - Laderas
 - Laderas de areniscas tobáceas y conglomerados calizos
 - Laderas de calizas y dolomías
 - Laderas heterogéneas compuestas por calizas lutitas-calcareas, areniscas-tobáceas, brechas y tobas volcánicas
 - Laderas de calizas y lutitas calcáreas
 - Laderas superiores de vallo (fluviales)
 - Dendritas originadas por dilatación (torres)
- IIIb. ACUMULATIVO
 - Rampas acumulativas de origen aluvial, producto de la coalescencia de abanicos
 - Abanicos aluviales
 - Lecho de inundación
 - Lechos abandonados y conmatados
 - Terrazas fluviales no diferenciadas
- SIMBOLOS COMPLEMENTARIOS
 - Escarpa
 - Poblado
 - Contacto de zonas de ladera
 - Carretera
 - Apico de abanicos
 - Zona de ataque
 - Dirección de la pendiente en terrazas

ESCALA 1:50 000

	UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
	FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
	COLEGIO DE GEOGRAFÍA
ELABORACIÓN	ACOSTA GARCÍA MARÍA ALEJANDRA
	REYES RAMÍREZ DORA OLIVIA

FIG. 30 MAPA MORFOGENETICO DE UNA PORCION DE LA CUENCA MEDIA DEL BALSAS: SAN JUAN TETELCINGO



LEYENDA
I RELIEVE ENDÓGENO
II RELIEVE EXÓGENO
III RELIEVE MIXTO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE CIENCIAS
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA
MEXICO, D.F.