

63
2ep.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS

COLEGIO DE GEOGRAFIA



“ OROGRAFIA DE LA CADENA CUMBRAL DEL MACROBLOQUE JALISCO ”

T E S I S

PARA OPTAR POR EL TITULO DE:
LICENCIADO EN GEOGRAFIA

P R E S E N T A :

GUADALUPE ZOMERA RODRIGUEZ



MEXICO, D.F. FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFIA

NOVIEMBRE DE 1998.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

26.75.62



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A mis padres, por el eterno carino que nos unie.

Por su ejemplo, estilo y apoyo

A mis hermanos, por su fuerza.

AGRADECIMIENTOS

Expreso un profundo agradecimiento a la máxima casa de estudios (unam) por brindar a los jóvenes mexicanos, la oportunidad de alcanzar nuestras metas, superar nuestra ignorancia y reconocer nuestro compromiso como ciudadanos profesionistas

Agradezco al Dr. Mario Arturo Ortiz-Pérez, asesor de la presente investigación, la oportunidad para la realización de la misma. Así como la paciencia y facilidades que me brindó.

Al Dr. Lugo, por su ejemplo, y dedicación. Por el gusto de hacer las cosas como Dios manda.

A José Luis Palacio por el interés, empeño, entusiasmo y asesoría desinteresada. También por el apoyo en las facilidades técnicas.

Al Lorenz, Vasquez por su amistad, ayuda brindada y oportunos comentarios en el presente trabajo.

Al Dr. José Juan Zamorano por su tiempo y esfuerzo en la revisión. (Sin olvidar las horas-placer del buen café que hacen posible la investigación).

A la Mtra. Laura Luna por su invaluable colaboración, así como ayuda técnica. A Toño Navarrete, José Manuel Maheng, Arturo Garrido y Celia; a David Alfaro y Arturo; al Dr. Salvador Adame, Manuel Mendoza, Raúl Gutierrez, Gloria Alfaro y a Eloy.

Al Sr. Jasso y a la Dra. Tere Reyna, mi gratitud por el interés para con mi persona

Un reconocimiento en particular al Instituto de Geografía (IP) por fomentar nuestra formación. Al programa de becas (PBI Gg) por apoyar los estudios de los tesisistas. A la Dra Tere Sanchez por el interés en nuestra superación académica.

*"Enseñar es dejar huellas en la vida para siempre", (anonimo).
a Ray con todo cariño. Gracias por el contenido en mi formación académica y personal.*

A la amistad:

a mis amigas eternas: Maru, Angélica, Lety y a Ime, sin más comentarios.

Por su insuperable amistad y compañía. Por la alegría que rellena el trabajo (equipo):
Yadira, Oralia, Lucía, Carlitos.

A los amigos y compañeros de la generación, para seguir la tradición. En especial, mi
agradecimiento a Oscar Frausto, Guadalupe Galindo, Alvaro López, Claudia Rivera, O.
Salas, Miguel Guillen, Azucena Arango, M. Rutillo, Rosita Vargas.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS

I. INTRODUCCIÓN

II. TENDENCIAS MORFOMÉTRICAS

III. ÁREA EN ESTUDIO

ESTUDIO PREVIOS DEL ÁREA

CARACTERÍSTICAS GENERALES

IV. GEOLOGÍA

V. METODOLOGÍA

VI. ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL

VII. OROGRAFÍA

ANÁLISIS REGIONAL (MACROBLOQUE JALISCO): ALTURAS,
PENDIENTES Y ÁREAS

AMPLITUD DEL RELIEVE DE LA CADENA MONTAÑOSA

VIII. MORFODINÁMICA

CIRCOS EROSIVOS

DISTRIBUCIÓN CLIMÁTICA Y DE LA CUBIERTA VEGETAL

IX. CONCLUSIONES

X. BIBLIOGRAFÍA

I. INTRODUCCIÓN

"Una montaña se define [...] como un medio original debido a las altitudes elevadas, a los desniveles importantes y a las acusadas pendientes. Comparada con las regiones que la rodean, la montaña aparece como más fría y más lluviosa, lo cual origina condiciones ecológicas peculiares. Barrera y frontera unas veces, otras veces refugio autónomo, puede ser más poblada o menos que las regiones vecinas; y es sede de [...] actividades específicas tanto en el dominio agrícola como en el ámbito industrial y en el turístico" (Fouet y Pomerol 1982).

Las regiones montañosas en el contexto mundial, de acuerdo con García-Ruiz (1990), representan el 36% de la superficie del planeta. Son áreas que se distinguen por poseer abundantes recursos hídricos, energéticos y forestales. Debido a esto, su estudio adquiere un papel fundamental en la ordenación del territorio y conservación de los recursos naturales; por lo que en las últimas décadas se ha revitalizado el interés de diferentes disciplinas por el ambiente montañoso, donde los aspectos geomorfológicos concentran la mayor proporción en estudios de este tipo; seguidos de la creciente importancia de los aspectos humanos en la organización del territorio.

Desde la perspectiva geoecológica de García Ruiz (1990), las regiones montañosas constituyen un ecosistema natural y también un espacio utilizado por el hombre, por lo cual su estudio se dirige a la organización del paisaje. Este autor resalta que los rasgos más representativos de las montañas son altitud y pendiente, vinculados a la topografía, que a diferentes escalas, constituye el factor de control en la organización de la montaña. El gradiente altitudinal controla el descenso de la temperatura, permite distinguir diferentes pisos altitudinales, morfoclimáticos y vegetales. Al respecto, Gerard (1990) menciona que cada piso o nivel biogeográfico se caracteriza por la conjunción de diferentes factores ambientales (clima, dinámica geomorfológica, estructura de comunidades vegetales, entre otros) que ponen de manifiesto la heterogeneidad de la montaña. Asimismo, considera que los ambientes montañosos se caracterizan por la inestabilidad del relieve, misma que multiplica la acción de la gravedad y el transporte de los sedimentos. Estos fenómenos, favorecidos por las características orográficas y climáticas propias de la montaña son los factores aceleradores de los procesos

geomorfológicos que tienen gran repercusión en el paisaje. Para Gerard (1990), el punto de vista aportado por la Geografía contribuye a disponer de una perspectiva más global del medio montañoso, al poner énfasis en los fenómenos geomorfológicos e hidrológicos que influyen en la organización de los paisajes a diferentes escalas del medio natural; así como para determinar las actividades económicas y de uso del suelo.

Las características anteriores confieren a las montañas un doble interés desde el punto de vista geográfico: estudiar al medio montañoso como un espacio utilizado por el hombre, y por otro, a las formas y procesos geomorfológicos que distinguen al relieve.

El territorio nacional se distingue con el predominio de sistemas orográficos, mismos que forman 3/5 partes del área total (Alvarez 1961), sin embargo, se conoce poco el papel que representan las montañas como unidades del relieve y la relación que guardan con el entorno geográfico. Por ello, el conocimiento de los sistemas montañosos requiere más importancia y amerita estudios más profundos.

Desde una perspectiva geográfica las montañas están identificadas grosera o brevemente porque están referidas a grandes complejos que más bien manifiestan su origen tectónico o geológico común y por eso son entendidos bajo esos términos. Cuando se habla de ellos, se piensa sólo en enormes conjuntos homogéneos (o heterogéneos, según se les considere), porque no se conoce con exactitud sus proporciones, volúmenes, formas, rasgos morfológicos distintivos y procesos de modelado. No han sido estudiados la mayoría de las veces, por sus características orográficas individuales ni tampoco han sido diferenciados por sus arreglos estructurales y categoría jerárquica espacial.

Bajo este enfoque, se puede asumir que el conocimiento de la orografía no ha sido del todo superado, por tanto, su estudio no sólo representa una alternativa necesaria sino obligatoria para cubrir un aspecto descuidado de la geografía física del territorio nacional.

De acuerdo con Lugo (1990) el estudio del territorio nacional, se ha fundamentado en la clasificación del relieve en provincias y subprovincias fisiográficas de escala mayor. Estos trabajos dirigidos a la regionalización geomorfológica, tectónica y geológica, proporcionan una gran cantidad de información que contribuye al conocimiento del territorio. Sin

embargo, desde una perspectiva geográfica, este avance se ve limitado, debido a que el estudio del relieve no ha presenciado progresos sistemáticos, al menos difundidos desde los últimos 50 años. Si consideramos los estudios de este tipo, podemos observar que desde los excelentes trabajos de aquella época de provincias fisiográficas de Ordóñez (1946), Alvarez (1961), éstos han sido superados sólo parcialmente, si se compara el vasto territorio montañoso y la escasa literatura actual especializada.

Identificado como sistema orográfico, es motivo de particular interés el estudio de la cadena montañosa (CM) de sierras Cuale-Tuito-Cacoma-Manantlán-Cerro Grande, correspondiente a la porción cumbre del macrobloque Jalisco. Esta cadena de sierras destaca como elemento importante del arreglo orográfico de la Sierra Madre del Sur dentro del Macrobloque. Fisiográficamente se extiende por más de 220 km de longitud con una anchura media de 25 km aproximadamente y con una altitud que alcanza los 2800 m a partir del nivel del mar. Geológicamente la CM es de una estructura Cretácico-Terciario con compleja diversidad litológica y estructural, ya que se compone de rocas plutónicas, volcánicas, sedimentarias y metamórficas. Desde el punto de vista geomorfológico-estructural muestra características particulares en la expresión de modelado tales como:

- Asimetría de laderas
- Flancos limitados por lineamientos regionales
- Formación de puertos tectónicos
- Disposición de bloques a diferentes alturas
- Ausencia de puertos erosivos

Cabe considerar que pese a sus proporciones regionales, esta CM no ha sido referida ni documentada como estructura mayor del relieve, puesto que sólo es conocida localmente bajo distintos nombres de sierras que se le asignan a lo largo su extensión. Todas las características mencionadas despiertan el interés de su estudio.

En el presente trabajo se consideran los aspectos geomorfológicos de la CM, en donde si bien, se aborda una caracterización morfoestructural del relieve, se distingue de otros trabajos de este tipo por enfocarse y centrar la atención principal en los atributos orográficos (alturas, pendientes, áreas, orientación, morfología de laderas, cimas y valles,

disposición altitudinal de niveles de base), así como en las características resultantes de su arreglo, entre las que se cuenta la distribución climática y de la cubierta vegetal por pisos altitudinales.

El estudio mencionado se fundamenta en el registro topográfico mediante elementos de cartografía morfológica. El objetivo general busca reconocer el arreglo del relieve a partir del examen de los atributos mencionados. Como propósito particular se tiene la caracterización morfoestructural de los conjuntos montañosos que componen la cadena. Así, también se consideró importante aplicar el uso de técnicas morfográficas y morfométricas como parte del método de estudios geomorfológicos.

II. TENDENCIAS MORFOMÉTRICAS

El estudio del relieve por métodos morfométricos tuvo uno de sus antecedentes con Stralher (1952), quien manifestaba que la geografía se encontraba estancada porque durante décadas la descripción y clasificación de las formas del paisaje estuvo carente de parámetros que no fueran aproximaciones de longitud, anchura, altitud. Tales descripciones se realizaban a través de adjetivos personales que incurrían en lo subjetivo. En contrapartida, la climatología y la hidrología progresaron rápidamente, gracias a que pudieron establecer relaciones cuantitativas entre medidas de temperatura, precipitación, presión atmosférica, viento, humedad, nubosidad, mismas que fueron recogidas y pacientemente trabajadas a través de análisis estadísticos.

Las determinaciones morfométricas se han entendido, en términos geomorfológicos, como la manera de extraer información numérica de las formas de relieve, en función de su geometría, y han fundamentado su estudio con diferentes enfoques. Uno de ellos se aprecia en Gardiner (1988) y Morisawa (1976), quienes destacaron la necesidad de mediciones objetivas derivadas de mapas y fotos aéreas, para estudiar la dinámica del relieve con el enfoque del sistema integrado "forma-proceso", entendiendo en la forma una respuesta ante la insistencia de los procesos físicos. Asimismo, coincidieron en que estas técnicas constituyen herramientas valiosas porque pueden ser adaptadas a diferentes situaciones geomorfológicas y aplicarse a objetivos específicos. Según Gardiner (1988), la morfometría se usó en estudios geomorfológicos regionales como herramienta descriptiva de las formas del relieve, pero también como una herramienta indicativa de la dinámica de procesos, tales como los sistemas del drenaje por ejemplo. Entre los estudios más destacados de los sistemas de drenaje están los de Stralher (1952), Morisawa (1976) y Gardiner (1988).

De acuerdo con Miller (1970), el geógrafo encargado de analizar el paisaje y de informar o criticarlo para el público, debe llevar a cabo un estudio cuidadoso de sus partes, antes de que pueda apreciarlo en su conjunto, lo cual se logra mediante técnicas que puedan aplicarse en forma objetiva. Para este autor, la fisiografía de una región puede ser entendida a partir de técnicas hipsográficas e hipsométricas, porque en estas se representan esquemas gráficos y estadísticos de los contrastes topográficos del relieve que proporcionan una gran cantidad de información valiosa.

Por otra parte, Chorley (1972) menciona que los cambios profundos en geomorfología, se debieron más bien al enfoque de utilización que se dio a los nuevos métodos, combinados con la tecnología de procesamiento por computación, y comenzó a imponerse la necesidad de una radical y metodológica conceptualización de la geomorfología, ya no sólo para describir la Tierra, sino para cuantificar sus procesos físicos. Las modernas investigaciones desplazaron a las antiguas debido a que estas se basaban en argumentos inexactos. Para este autor, la geomorfología davisiana tenía técnicas subjetivas, producto de un vacío conceptual y así también observó que la deficiencia en el método sirvió para una real preocupación contra la carencia de parámetros. Los estudios morfométricos, según dicho autor demostraron viabilidad para establecer las relaciones naturales entre las formas y los procesos, tratados en algunos de sus elementos a través de análisis estadísticos, por lo que el continuo desarrollo y aplicación de estas técnicas resultó en un avance y difusión de variables estadísticas que explicaron muchos aspectos para entender la manera como operan los procesos.

Otro enfoque para aplicar estas técnicas se aprecia en King (1984), que particularmente se refiere al uso de técnicas morfográficas y morfométricas, para destacar las características significativas del relieve y señala que, si bien el uso de modelos matemáticos, análisis estadísticos, sistemas de computación, entre otros, viene a resolver más plenamente la explicación de las formas del relieve y de sus procesos, meta final de la geomorfología. Esto no se logra si no se tiene antes, un registro preciso de la forma, material y procesos. En este enfoque se inspiran las bases para alcanzar los objetivos del presente estudio.

En diferentes países como España, Gran Bretaña, La India y Estados Unidos, entre otros, los estudios con determinaciones morfométricas han sobrepasado la etapa de aplicar esta técnica para la descripción del relieve. Actualmente este tipo de estudios pone más énfasis en la dinámica geomorfológica con el objeto de determinar los parámetros que establecen la variabilidad espacial y temporal de los procesos físicos, para aprovecharlos en estudios de ordenamiento territorial.

Se puede decir que en nuestro país el avance metodológico de la geomorfología no ha cubierto la etapa de reconocimiento y clasificación del relieve, por lo cual queda un amplio campo de estudio potencialmente no descubierto. Estas consideraciones se efectúan no

sólo con el afán puro de crítica, sino como el marco en el que se sostiene el presente estudio.

Debido a que los fundamentos de este trabajo consisten en el análisis numérico del relieve, es oportuno tomar en cuenta que éste se rige por sus características geométricas: lineales, areales y tridimensionales. Thornes (1988) menciona que estos parámetros pueden ser definidos a partir de su categoría dimensional. Entre los primeros, o de carácter lineal, se agrupan líneas divisorias, talwegs, escarpes, base de montañas, ruptura de pendiente, bordes de terraza, riberas; mientras que las formas areales definen la superficie de éstas, involucrando necesariamente dos dimensiones: superficie y perímetro. En estas formas se considera, entre otras a las cuencas, circos y planicies. (En este tipo de estudios se ha asociado tradicionalmente la conducta y variabilidad de los procesos con el tamaño de las formas).

Cabe mencionar que los perfiles son considerados como una simplificación bidimensional de mapas morfológicos, debido a que se integra la forma en un plano horizontal y en un plano vertical. En ellos se establece una relación de altitudes para distancias determinadas.

En las formas tridimensionales, o con tratamiento de volúmenes, se integran, a la vez, área, elevación, y perímetro. Es el caso de la hipsometría, misma que se refiere a la distribución de una elevación en un área. a esta relación se le ha denominado hipsometría integral. La curva hipsométrica muestra el arreglo de una superficie determinada en un punto dado, expresada en tanto por ciento, y de ella se interpreta la distribución de masa potencialmente erosionable. Entre estas formas se puede contar desde el área de una cuenca, hasta la de una cadena montañosa y en general, de aquellas formas con relieve positivo.

III. ÁREA EN ESTUDIO

ESTUDIOS PREVIOS DEL ÁREA

El presente estudio se desarrolla en un contexto de relieve montañoso, fundamentado en trabajos esencialmente de carácter regional del territorio mexicano, tanto fisiográficos como geológicos y geomorfológicos, referidos a la Sierra Madre del Sur, debido a que el área en estudio forma parte del relieve de esta amplia unidad.

Uno de los primeros trabajos de clasificación del relieve mexicano es el de provincias fisiográficas de Ordóñez (1946), en el cual se describen las características geográficas y geológicas del territorio mexicano. En estos términos define a la Sierra Madre del Sur como un conjunto de valles y sierras frontales, al océano Pacífico, que forman un sistema muy escarpado sin planicie costera de carácter acumulativo.

López-Ramos (1979), en su regionalización de provincias geológicas, destaca que este conjunto ha sido afectado por distintas etapas orogénicas desde el Precámbrico hasta el Terciario, donde la orogenia Laramide dio origen al relieve actual. Su basamento se compone de rocas cristalinas y metamórficas, y en su estructura se combinan calizas plegadas, sedimentos clásticos asociados, lavas e intrusiones.

Para INEGI (1984), en otra de las regionalizaciones del territorio en provincias geológicas, la complejidad estructural de la zona se debe a la yuxtaposición de varios dominios tectónicos. De esta manera, la porción septentrional (relieve en estudio) de este sistema muestra un basamento compuesto de rocas graníticas, metamórficas y volcanosedimentarias de tipo arco insular-mar marginal (INEGI 1984, López1979, Hernández-Santana et al., 1995).

Geomorfológicamente, dicha provincia ha sido caracterizada, en el estudio del relieve mexicano, por Lugo (1990) y Córdova (1988). En estos trabajos se destacan los rasgos morfológicos de costas escarpadas, superficies de nivelación, control tectónico de valles; como elementos índice de levantamiento cuaternario en la margen pacífica del sur de México. Asimismo, en un marco estructural regional, Lugo (1990) define a la Sierra Madre

del Sur como sistema de bloques montañosos diversos en su composición y cuyo relieve ha sido condicionado por una tectónica activa y modelado exógeno.

Con fundamento en un análisis geomorfológico estructural, Hernández-Santana *et al* (1995) mencionan que la provincia geológica sobresale por su complejidad estructural, y la definen como "sistema montañoso y depresiones tectónicas y litológicas intramontanas," desde Jalisco hasta Oaxaca, en la que se manifiestan diferentes unidades morfoestructónicas con un basamento propio separado por límites tectónicos muy claros. En este trabajo se presenta una división del relieve de la Sierra Madre del Sur en nueve unidades morfoestructurales: macrobloques, en función de una jerarquía de unidades litosféricas, las cuales, todas juntas, forman el "megabloque de la Sierra madre del Sur" (Fig. 1).

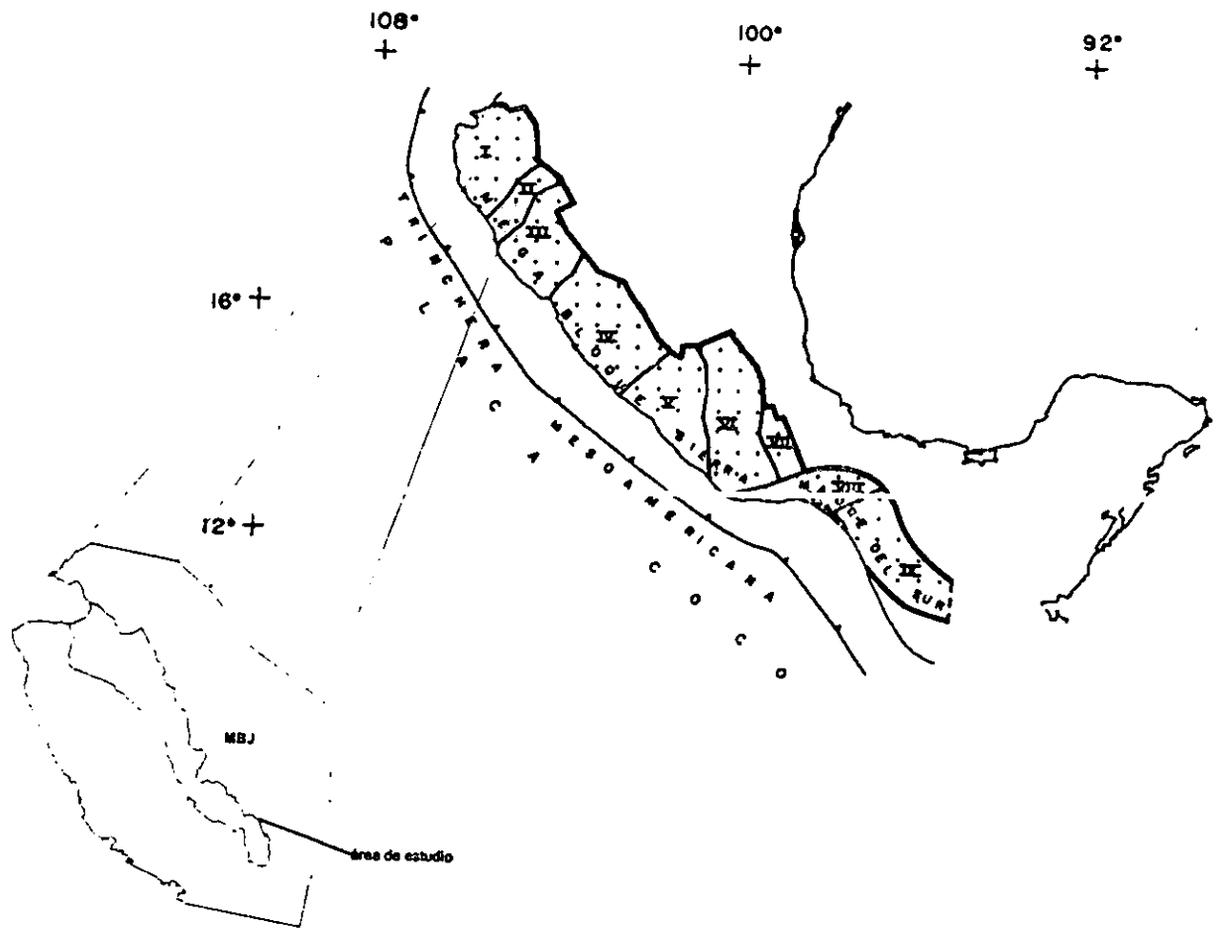


Fig. 1 Megabloque Sierra Madre del Sur, modificado de Hernández-Santana *et al.*, 1995

En este orden, el macrobloque septentrional corresponde al bloque Jalisco, de acuerdo con el criterio de los autores mencionados, se compone de bloques longitudinales paralelos a la zona de subducción. Los bloques más activos en la etapa neotectónica corresponden a la cadena orográfica.

Otro estudio de tipo geomorfológico estructural en zonas adyacentes y que incluye una porción litoral de la zona en estudio, se refieren al conjunto montañoso situado al sur de Bahía de Banderas. En el cual Lugo-Hubp, J. y Ortiz-Pérez, M. (1980) por medio del análisis de elementos disyuntivos de la zona, caracterizan el arreglo morfoestructural del relieve, incluyéndolo en los relieves de alta intensidad neotectónica.

CARACTERÍSTICAS GENERALES.

El conjunto montañoso en estudio está formado por diferentes sistemas de sierras: Tuitocuale, Cacoma, Manantlan y Cerro Grande, correspondientes con una porción cumbre de la Sierra Madre del Sur, dentro del macrobloque Jalisco y forman una sola cadena orográfica con un estilo de bloques levantados diferencialmente. Inician abruptamente sobre la línea de costa de Bahía de Banderas y se extiende 230 km hacia el SE, hasta el pie del volcán de Colima, con una anchura media de 25 km aproximadamente. La cadena cubre una superficie total de 4800 km²; sus altitudes se distribuyen desde el nivel del mar hasta los 2800 m con una altura predominante que varía de 1000 a 1500 m.

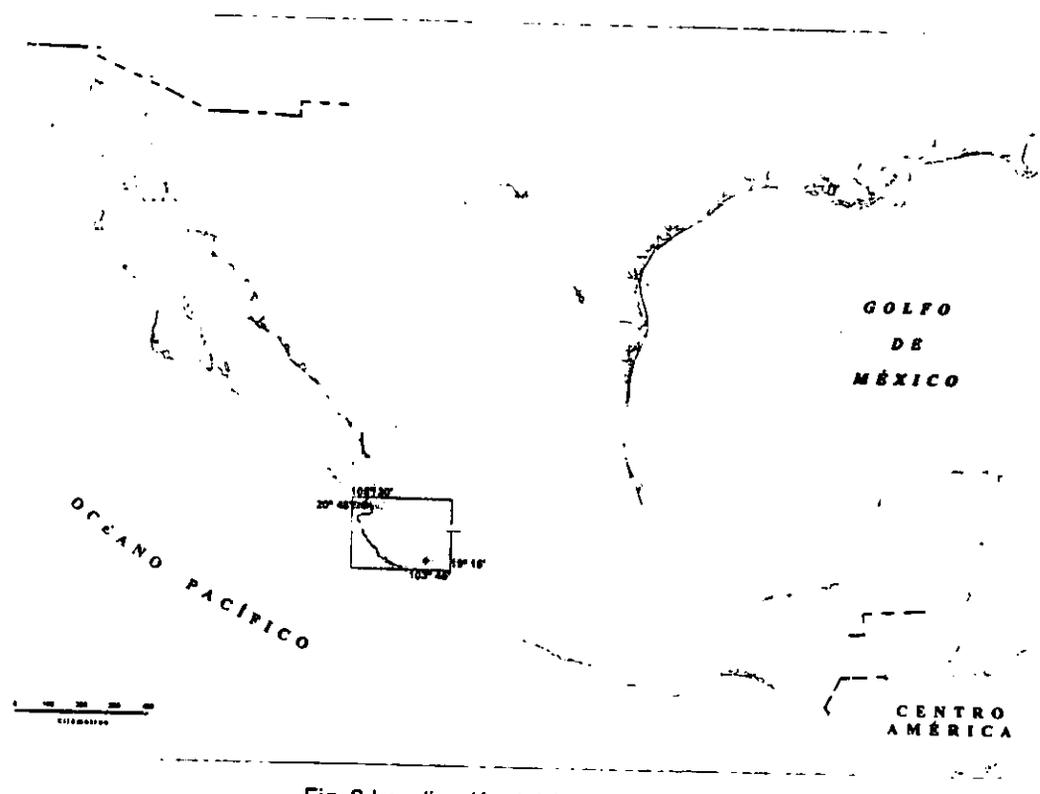


Fig. 2 Localización del área en estudio

En la zona se presentan diversos tipos de clima con temperatura media absoluta de 26°C en las partes bajas cercanas al mar y de 16°C en las elevaciones mayores, con precipitación inferior a 1000 mm anuales en la parte más interior de la cadena montañosa, hasta 2000 mm muy cerca de la costa. Las condiciones climáticas

mencionadas dan lugar a climas cálidos subhúmedos (García 1988) en las partes bajas, hasta el predominio de los templados y semicálidos muy húmedos (bosque mesófilo), particularmente en la Sierra de Manantlán. Estas características permiten el desarrollo de pisos altitudinales vegetales en los cuales se distribuye selva baja caducifolia, selva mediana, bosques de encino, encino-pino, pino encino, bosque de Abies, y bosque mesófilo, asociaciones que manifiestan la amplia biodiversidad tanto vegetal como de ambientes.

Debido a que la cadena estudiada tiene una orientación, en general de NW a SE, una de sus laderas mira al Pacífico, llamada en el presente trabajo flanco externo, mientras que la otra que se orienta al interior continental, se le designa flanco interno. La característica más sobresaliente entre ambos flancos es la asimetría de su relieve donde uno de éstos es escarpado.

Litológicamente presenta una amalgama de tipos de roca, con predominio de volcánicas y plutónicas cretácicas y terciarias (Fig. 3). De esta manera, la primera de las sierras, El Cuale-El Tuito (porción noroccidental, Fig. 7) corresponde a una estructura de batolito de rocas graníticas cretácicas que en perfil transversal adquiere una configuración en arco con cimas agúdas. Los intensos procesos que modelan a la estructura se manifiestan en gruesas cortezas de intemperismo y de tipo esferoidal (de pan de azúcar), favorecido por las condiciones climáticas prevalecientes.

La porción media de la cadena montañosa, formada por las Sierras de Cacoma y Manantlán (Fig. 7) se disponen a manera de semimesetas y mesetas compuestas por rocas volcánicas del Terciario Medio. Las sierras están afectadas ampliamente por la denudación areal. Asimismo, en algunos sectores el relieve muestra procesos gravitacionales favorecidos por el fracturamiento intenso de la roca.

La parte meridional, particularmente el tramo de Cerro Grande, último cordón montañoso, corresponde con un plegamiento de calizas marinas de edad Cretácica (Fig. 7). Su superficie es homogénea y en las cimas presenta procesos de disolución carstica que originan dolinas y campos de lapiaz (Lazcano 1988). Esta morfología denota sobre todo, un contraste evolutivo con respecto del resto del conjunto montañoso.

Pese a que este orógeno se compone de una estructura en la cual se manifiesta la disección fluvial, ninguna de las corrientes principales ha logrado modelar el interfluvio central, por lo que otro de los rasgos más importantes de la cadena es la ausencia de puertos erosivos, a lo cual podría añadirse que la resistencia de la roca tiene una importancia significativa para impedir su remoción.

IV. GEOLOGÍA

ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

Las rocas que afloran en el área en estudio (Figura 3), varían en edad del Jurásico al Terciario y están representadas por sedimentarias y volcánicas marinas, así como depósitos volcánicos continentales terciarios y cuaternarios. A continuación se hace una explicación general.

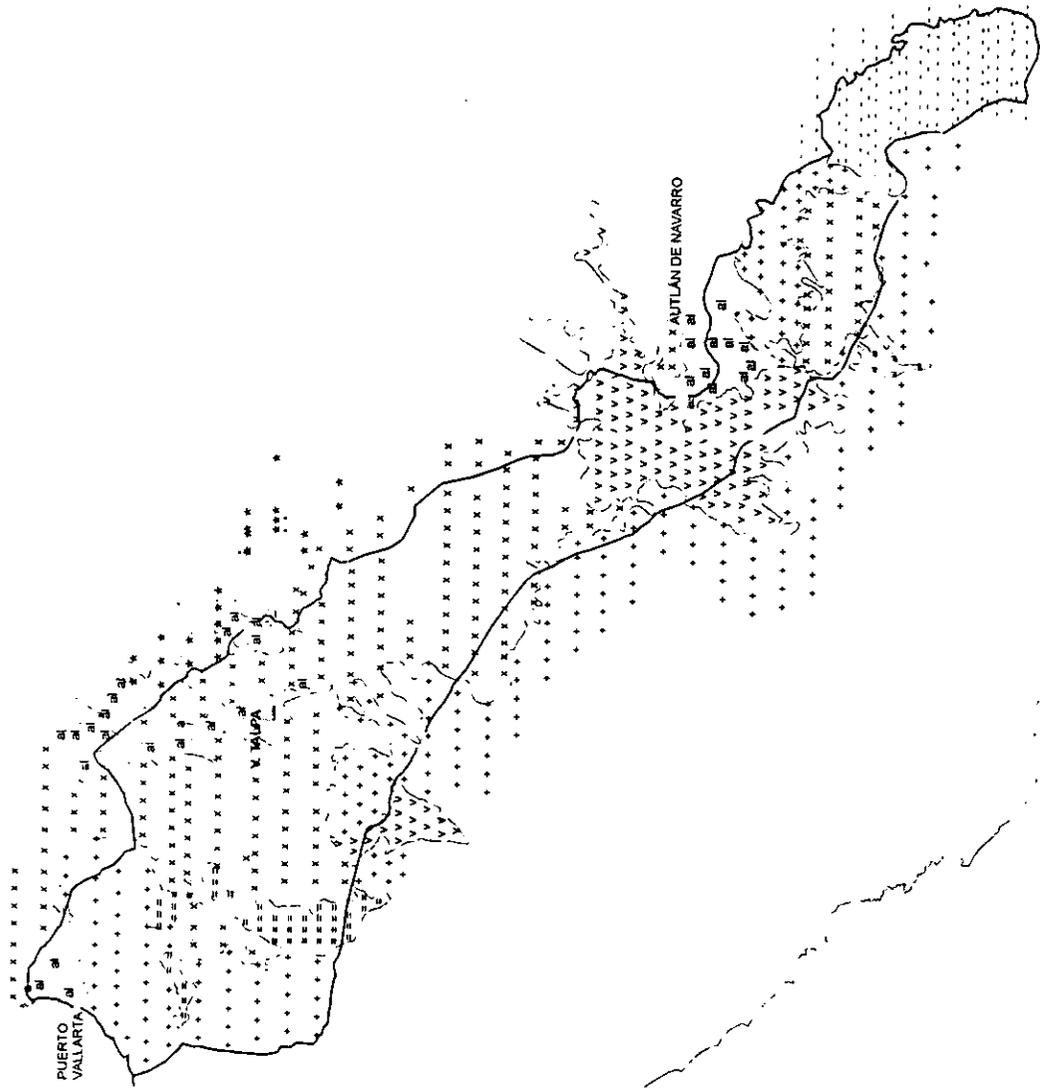
MESOZOICO

ROCAS VOLCANOSSEDIMENTARIAS

En el área en estudio afloran dos secuencias volcanosedimentarias separadas discordantemente y correspondientes a rocas marinas de plataforma y volcanosedimentarias que se desarrollaron en la margen occidental mexicana (Solís-Pichardo y Macías-Romo, 1985). La más antigua, encontrada en la Sierra del Cuale, particularmente en el distrito minero del mismo nombre (Fig. 4); consiste en una alternancia de areniscas, lutitas y tobas riolíticas metamorfoseadas (esquistos de clorita y de cuarzo, biotita y cericita). De acuerdo con Berrocal y Querol (1985) la estratigrafía consiste en unidades del Triásico tardío-Jurásico temprano que afloran en algunas localidades de Michoacán y Jalisco. Los autores las correlacionan con un afloramiento de filitas micáceas (Jf) de 800 m de espesor y de edad jurásica, expuesto en el surponiente de la Sierra del Cuale (Fig. 4). Las rocas junto a granitos cretácicos constituyen sierras altas con laderas de pendiente escarpada (INEGI 1985).

Secuencia volcanosedimentaria no metamorfica.- Se distingue de la anterior por la abundancia de material volcánico, ausencia de metamorfismo y de material pelítico y está integrada por una alternancia de lutitas negras, limolitas, areniscas tobáceas y tobas riolíticas (Solís-Pichardo y Macías-Romo 1985). Según INEGI (1985), la unidad en general presenta pseudoestratificación de 10 a 70 m de espesor, con ligera inclinación. Su origen se asocia a uno de los cinturones volcanosedimentarios que se desarrollaron en la porción occidental de México y en el área estudiada aflora en la porción noroccidental, en el valle de Talpa, en la Sierra del Cuale y en la Sierra de Cacoma. A esta secuencia se le agrupa en tres unidades litológicas o paquetes volcanosedimentarios, identificados

+ 105° 90'
20° 45'



+ 19° 15'
103° 45'

SIMBOLOGIA

-  Limos y arcillas (Cuaternarios)
-  Basalto (cuaternario)
-  Ignimbritas riolíticas y riolácíticas (Oligoceno-Mioceno)
-  Tobas andesíticas (Terciario inferior)
-  Granitos y granodioritas (Cretácico)
-  Calizas (Cretácico inferior)
-  Complejo Metamórfico (filitas jurásicas)
-  Área en estudio
-  Línea de costa

FUENTE: INEGI 1984

Fig. 3 Croquis litológico de la cadena montañosa

particularmente en el distrito minero del Cuale (Peña, F., 1983; Solís-Pichardo y Macías-Romo 1985, Berrocal y Querol, 1988).

Riolita porfídica (Kpr).- Se compone de riolitas (porfídicas, esferulitas vitrificadas) y pórfidos líticos que forman una unidad de diques y domos. Presentan color gris claro y rojo al intemperismo. Los minerales que las componen son principalmente feldespatos oligoclasa con una matriz de cuarzo, sericita y clorita con pirita diseminada. Su edad se atribuye al Cretácico superior (Berrocal y Querol, 1988).

Paquete volcanosementario (Kvs).- Está integrado por una alternancia de lutitas negras, limolitas, areniscas tobáceas y tobas riolíticas; su espesor no es constante, pero se le ha determinado un promedio de 100 m. En estas rocas se alojan varios cuerpos de sulfuros, el cuarzo y los feldespatos son los componentes más importantes. La matriz es arcillosa, en la que es común la pirita. Así también, son abundantes los productos piroclásticos y pedernal intercalado con las areniscas y limolitas. El color de todo el paquete varía de gris a gris verdoso y se han encontrado microfósiles (radiolarios y espículas de esponja *raxhella* que no han sido determinadas con precisión, pero se les ha ubicado con una edad del Jurásico Medio a Cretácico temprano (Solís-Pichardo y Macías-Romo, 1985).

Breccia volcanoclástica (Kvc).- Son rocas de fragmentos angulosos de composición riolítica. Se localizan al SW de la región del Cuale, en contacto con rocas metamórficas y coronadas por emisiones riolíticas (Fig. 3). Según Peña, (1983) se trata de lavas riolíticas con pseudofacies hacia conglomerados y tobas. Presentan tonalidad verde, crema a rosado y gris oscuro, con una alteración extrema en su composición mineralógica. La alteración que muestra se le atribuye a la extrusión de sus respectivas lavas en un medio acuoso. -

Granitos y granodioritas (Kgr).- Están localizadas con mayor extensión en toda la porción NW del área en estudio (Fig. 3). Presentan una textura fanerítica con cristales de cuarzo y feldespato y variaciones locales de biotita y hornblenda. Esta roca presenta fuerte intemperización, en ocasiones muy disgregable. Se trata de los emplazamientos graníticos que inician desde el Cretácico medio y tardío hasta el Terciario y se les observa en la parte occidental del estado de Jalisco, paralelos a la costa del Pacífico (INEGI 1985). Estudios isotópicos coinciden que para el área de Jalisco, la edad de intrusión es

de 80 Ma. con una composición calciocalina, típica de márgenes convergentes activas (Gastil 1982). Forman sierras altas de morfología compleja, dispuestas en bloques de dimensiones y altitudes diversas. Presentan laderas empinadas, cimas agudas (Lugo, 1980), así como formas típicas del intemperismo esferoidal con gruesas cortezas de intemperismo.

Calizas (Cz).- El Cretácico también está representado por calizas marinas (Fig.3) que forman al cordón montañoso más meridional de la CM. Se trata de secuencias marinas de plataforma compuestas principalmente de calcita, cuarzo y hematita. Subyacen a rocas volcánicas ácidas del Oligoceno-Mioceno y a depósitos del Cuaternario. Se correlaciona con la formación Morelos del Cretácico Albiano y se les asigna una edad del Cretácico superior (INEGI, 1985).

CENOZOICO

Tobas andesíticas (Ti-(A)).- Se hace referencia a las efusiones andesíticas, rocas piroclásticas y brechas, ignimbritas y lavas, además de emisiones de composición intermedia, a las que se les denomina "Complejo Volcánico Inferior" de la Sierra Madre Occidental (Solís-pichardo y Macías-Romo 1985). Según INEGI (1985) presentan una composición mineralógica de plagioclasa sódica, olivino, magnetita, sericita, epidota y apatito en una matriz de plagioclasa sódica con un color carmín. La toba y brecha están intercaladas con andesitas. Su edad se ubica en el Terciario inferior al sobreyacer en ocasiones al gneis y esquisto del Jurásico y a las vulcanosedimentarias del Cretácico, y subyacen a las rocas volcánicas ácidas del Terciario medio. Se localizan en la parte central de la CM (Fig 3) como parte de la Sierra de Cacoma y presentan intenso fracturamiento.

Ignimbritas riolíticas y riodacíticas (Tom, Ta).- Son rocas volcánicas ácidas, constituidas en su mayor parte por rocas ígneas riolíticas de tobas cristalinas. Su composición mineralógica es de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas y biotitas, principalmente. La unidad sobryace al granito cretácico y las secuencias volcánicas del Terciario inferior, por lo que se le asigna una edad del Terciario medio (INEGI, 1985). Berrocal y Querol (1935), las integran en una unidad de riolitas, riodacitas y cuarzolitas (Tr, Fig. 4). Se

correlacionan con el Complejo Volcánico Superior que corona la Sierra Madre Occidental y se les calcula una edad entre 34 y 27 m.a (Solís-Pichardo y Macías-Romo, 1985). En el área en estudio se distribuyen cubriendo ampliamente la Sierra Cacoma y Manantlán.

Brecha volcánica básica (Tpl-Q(Bvb)).- Estas unidades se encuentran cubriendo a las rocas volcánicas ácidas del Terciario medio y forman una entidad de derrames de lava basáltica y basalto-andesítica que se constituyen de ceniza, lapilli, bloques y bombas piroclásticas. Se localizan en la parte centro-norte de la CM (Fig. 4), en los cordones montañosos de la Sierra de Cacoma, tales como la Sierra de las Víboras y de Mirandilla.

De acuerdo con INEGI (1985), la unidad es contemporánea de las rocas que forman el Eje Neovolcánico Transversal y les asigna una edad terciaria del Plioceno-Cuaternario. Su relieve es de conos cineríticos escoriáceos.

HISTORIA GEOLÓGICA

De acuerdo con diferentes autores (González-Partida, 1993; INEGI, 1984), la litología de esta cadena montañosa, ha sido asociada al origen de un arco volcánico insular que iniciara su desarrollo a partir del Triásico para el área de Jalisco (González-Partida, 1993).

En el Jurásico se desarrollan cinturones metasedimentarios en la margen pacífica mexicana que se atribuyen a un origen de mar marginal afectado por vulcanismo marino básico (Peña, 1983).

Durante el Jurásico tardío y hasta el Cretácico medio, el plutonismo que formó el batolito Puerto Vallarta, intrusión las secuencias volcanosedimentarias, y da origen junto con éstas, al basamento metamórfico de la Sierra Madre del Sur (Barrera 1996, González-Partida, 1993)

De acuerdo con Gastil (1983), dicho evento corresponde al magmatismo proveniente del sur de California, y dio origen a los batolitos circumpacíficos de México, en el inicio de la apertura del Golfo de California. Según el mismo autor, este acontecimiento se refiere a la subducción de la placa Farallón con respecto a la placa Norteamericana.

Este mismo periodo, según INEGI (1985), es responsable del plegamiento de los depósitos de plataforma, que en el área en estudio forman la estructura anticlinal del cordón montañoso meridional.

En el Cenozoico se reconoce un periodo de intenso vulcanismo continental que dio lugar a la formación de grandes estructuras que constituyen actualmente el relieve de la Sierra Madre Occidental y de la Faja Neovolcánica Transversal. El evento volcánico sepultó al basamento metamórfico de los complejos montañosos de la Sierra Madre del Sur y dio origen al relieve de estos mismos (Barrera 1996, Berrocal y Querol, 1988).

El vulcanismo continental se reconoce en tres unidades litológicas diferentes (Barrera 1996), en las sierras de Cacoma y Manatlán (Fig.3).

De acuerdo con lo anterior, la primera de ellas, según el autor considerado, es la "fase andesítica" del Terciario inferior. Aflora en la porción septentrional de la cadena montañosa cubriendo la cuenca fluvial del río Ameca, límite entre la CM y el Océano. Esta porción es el dominio litológico donde convergen tres provincias petrográficas: la Sierra Madre Occidental, la provincia Neovolcánica y la Sierra Madre del Sur. Así también dicha secuencia forma toda la parte central baja de la CM. La fase andesítica, se interpreta como un complejo volcánico inferior de la provincia de la Sierra Madre Occidental y representa un arco volcánico calcialcalino que se relaciona con la extinción de la placa Farallón bajo la corteza continental de México (INEGI 1984).

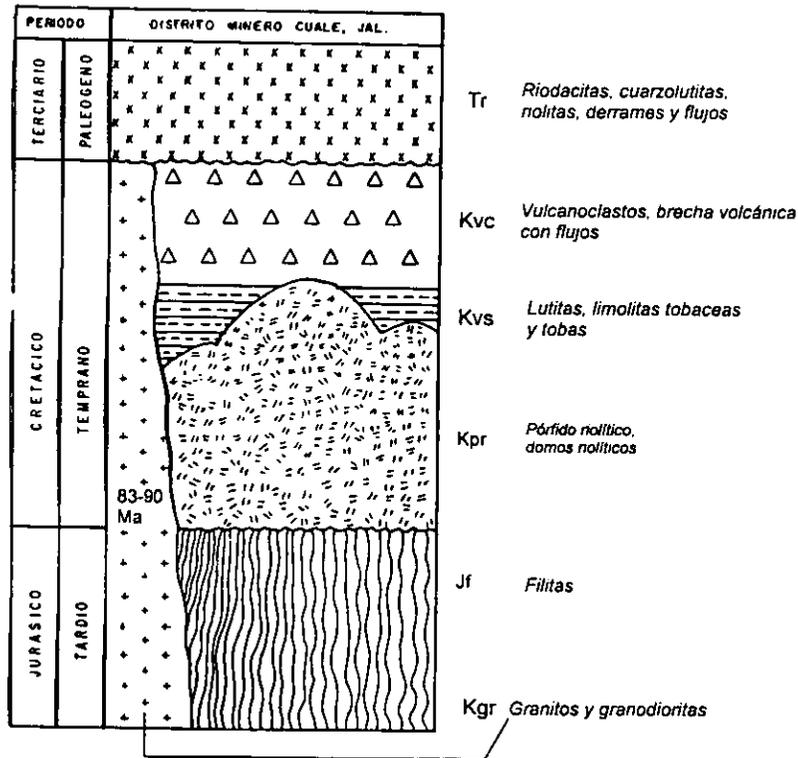


Fig. 4. Estratigrafía tentativa de la sierra del Cuale, tomada de Berrocal y Querol 1988.

EXPLICACIÓN DONDE,
VULCANISMO CONTINENTAL
-Tr.- Litología de la fase andesítica Terciario-medio
PLUTONISMO
-Kgr.- Batolitos cretácicos circumpacificos
VULCANISMO MARINO
-Jf.- Secuencia volcanosedimentaria jurásica
afectada por metamorfismo
-Kpr, Kvs, Kvc.- Secuencia volcanosedimentaria cretácica

La segunda unidad volcánica según Barrera (op. cit.), cubre la mayor parte del área en estudio (Fig. 3), es la "fase riolítica", la cual abarcó el Terciario medio (Oligoceno y Mioceno), periodo en que se producen las formaciones riolíticas que constituyen la meseta de la Sierra Madre Occidental y que sepultaron las estructuras de la Sierra Madre

del Sur. Esta litología forma el relieve mesiforme de depósitos volcánicos de la Sierra de Cacoma y de Manantlán.

La última fase volcánica, es de tipo basáltico, asociada al vulcanismo que dio origen a los volcanes Ceboruco y San Pedro (ubicados al NE del área en estudio) acompañados de volcanes adventicios y conos cineríticos que se localizan en la parte norcentral de la Sierra de Cacoma. El vulcanismo basáltico se produce durante el Plioceno y Cuaternario, dando lugar a la provincia petrológica neovolcánica.

La orogenia se acompaña de una intensa erosión y acumulación en las cuencas marginales e interiores, lo que se reconoce en el conjunto de sierras, en los grandes depósitos fluviales. En la vertiente interna se localizan hacia la porción noroccidental, en los valles de Talpa, Mirandilla y en el llano de Ameca, el cual forma la llanura fluvial deltáica de Bahía de Banderas. Hacia la porción sur, en el sistema de Cacoma y Manantlán, los sedimentos aluviales cubren el amplio valle de Autlán. Mientras que en la vertiente externa, se identifican como planicies aluviales de los valles consecuentes de esa vertiente.

IV. METODOLOGÍA

El presente estudio orográfico se realiza a partir del análisis morfográfico y morfométrico de las propiedades o atributos del relieve. Consistió en la identificación de los rasgos más significativos para la región estudiada, así como la relación de los contrastantes conjuntos montañosos que forman la cadena en cuestión. En lo anterior, se emplearon las cartas topográficas, geológicas, de vegetación y de aguas superficiales editadas por INEGI (escala 1:50 000 y 1:250,000), así como las hojas climáticas de la SPP (escala 1:500 000) del área de estudio. El trabajo se ordena en dos etapas metodológicas (Figura 5).

ANÁLISIS MORFOGRÁFICO

Se enfocó al análisis morfoestructural del relieve a partir de perfiles complejos (geológico-geomorfológicos) y modelos sombreados del relieve. Los perfiles se confeccionaron de acuerdo con la metodología de Kostenko (1975), expuesta por Ortiz-Perez (1990).

Las líneas del perfil se trazan de preferencia transversalmente a las estructuras orográficas; otras complementarias son paralelas a la estructura. En ambas se procura la expresión de cimas, divisorias de aguas, collados (puertos), valles, escarpes, laderas, rasgos que son reflejo de la estructura geológica y del proceso de la formación de las montañas.

Los perfiles geomorfológicos se elaboran exagerando la escala vertical un número de veces que permita una clara expresión del relieve. Abajo de éste se hace un perfil geológico a la misma escala horizontal que el anterior y sin exageración vertical, como señalan las reglas universales. De esta manera, hay una relación directa entre el relieve y la estructura geológica que se expresa en gráficas.

Confección de perfiles complejos y modelos sombreados del relieve

Se construyó un perfil longitudinal al eje del levantamiento o parteaguas principal de la CM y nueve perfiles transversales al mismo. En el perfil longitudinal se diferenciaron las

unidades morfoestructurales consistentes en bloques tectónicos, los cuales quedaron reconocidos por las propiedades siguientes:

- geometría de laderas y profundidad de la disección.
- disposición hipsográfica de superficies niveladas y de parteaguas
- límites entre bloques (escarpes y valles)
- altura relativa de bloques

Los perfiles transversales se trazaron en parteaguas secundarios mejor conservados, así como en los valles más profundos y los que presentan control tectónico. Estos fueron seleccionados en cartas topográficas, geológicas y fotografías aéreas mediante el reconocimiento previo del relieve. En los perfiles transversales, se consideraron los siguientes parámetros de análisis:

- disposición hipsográfica de talwegs, escarpes y cimas
- clasificación morfogenética de ruptura de pendientes
- geometría de laderas

La disposición de los talwegs, escarpes y cimas identificada en corte transversal, se enfoca a interpretar etapas de levantamiento y su relación con la disección. De esta manera, se zonifican los talwegs según la profundidad del corte erosivo, los que presentan un corte similar permiten inferir fases de insición relacionadas con etapas de levantamiento. También otros elementos lineales del relieve analizados, son los escarpes que de acuerdo a la relación de disposición hipsográfica, se vinculan a movimientos verticales. En el caso de las cimas, el propósito es reconocer pisos altitudinales o superficies de la nivelación planar, atribuidos a periodos de estabilidad tectónica.

La clasificación de ruptura de pendientes se enfoca al reconocimiento de la estructura en función del origen de las irregularidades del relieve. Las rupturas identificadas en los perfiles se correlacionan espacialmente sobre cartas topográficas, litológicas y fotos aéreas y se clasifican de acuerdo con los preceptos geomorfológicos, donde:

- 1) Las rupturas de pendiente debidas a la litología se asocian a la resistencia de la roca ante la erosión. De esto resultan formas como: peldaños, cornisas, terrazas estructurales y escarpes litológicos.
- 2) Las rupturas de pendiente tectónicas se deben a deformaciones de origen profundo, lo que se traduce en la formación de escarpas o terrazas tectónicas.
- 3) De origen erosivo se vinculan con formas de escarpes erosivos, circos denudatorios, saltos de cabecera u otros que son producto, a menudo de la insición fluvial.

La geometría del relieve se analiza según el arreglo espacial de las irregularidades del relieve que de acuerdo con su origen permiten asociar la expresión morfológica con la estructura.

El análisis de los elementos principales del relieve, identificados en los perfiles complejos, permitió la interpretación morfoestructural del conjunto montañoso, verificada en trabajo de gabinete con la fotointerpretación, y posteriormente en trabajo de campo.

El reconocimiento morfográfico de la CM, se complementó con los modelos sombreados del relieve, elaborados con la ayuda de un sistema de información geográfica (ILWIS). En el cual se sistematizó la información topográfica digitalizada escala 1:250,000. En los modelos, se representó de manera tridimensional a las morfoestructuras identificadas, así como los rasgos alineados y elementos disyuntivos regionales.

ANÁLISIS MORFOMÉTRICO

Este consistió en la obtención de valores numéricos como alturas absolutas y relativas, pendiente (en grados), profundidad de disección, longitud de laderas, superficies y volúmenes. También se establecieron algunas relaciones de la orografía con el clima y vegetación mediante los perfiles correspondientes. El análisis morfométrico se dividió en tres etapas:

a) Cartas regionales (Macrobloque Jalisco)

Se elaboraron la carta de alturas, la de pendientes, así como las curvas hipsográficas del Macrobloque Jalisco, generadas a partir de la digitalización de las cartas topográficas. El

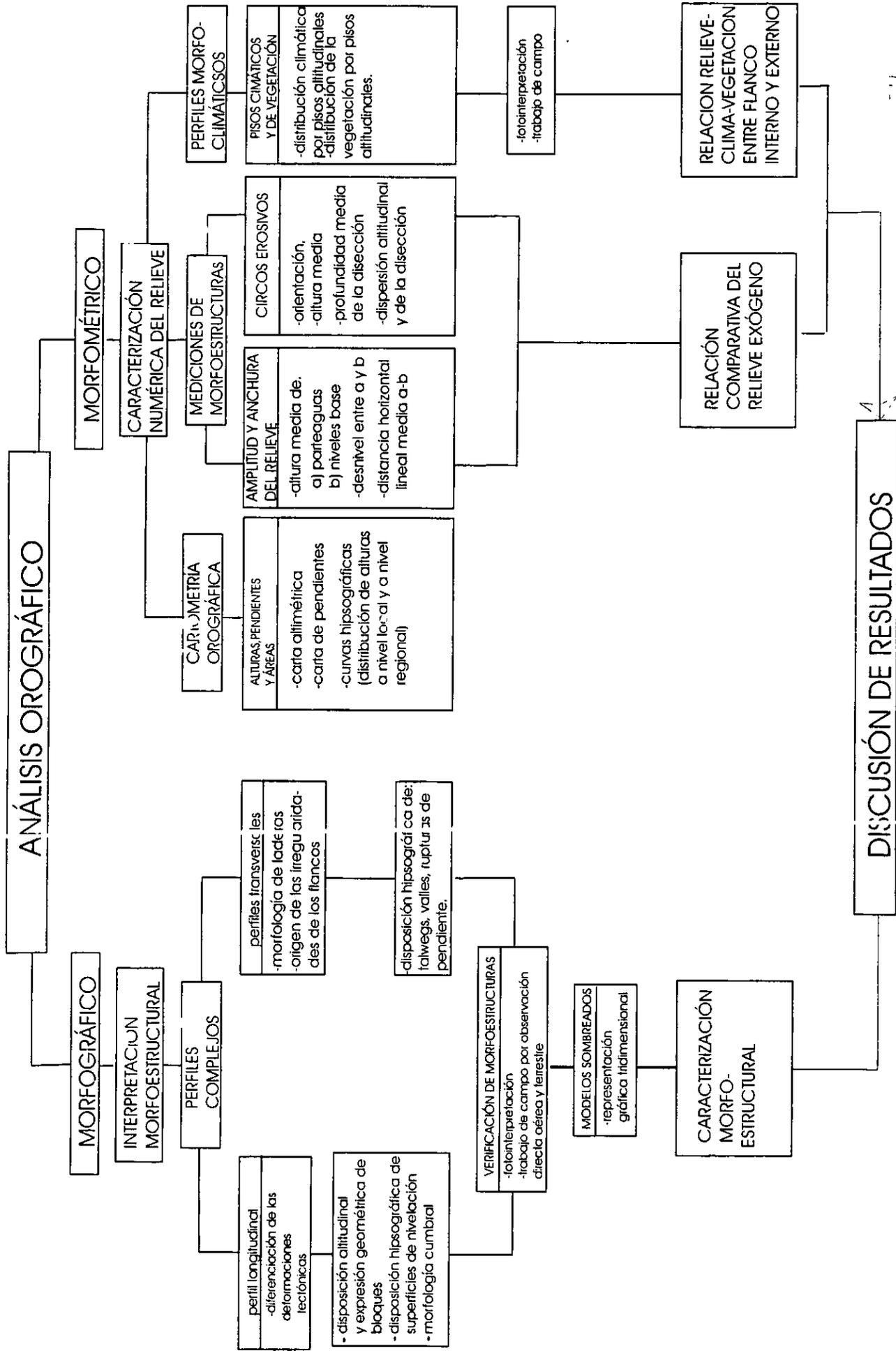


Fig. 5.- Examen de atributos

análisis de alturas y pendientes tuvo propósitos particulares que se explican con base en las cartas elaboradas.

carta altimétrica: La carta altimétrica, de acuerdo con Lugo (1988) muestra de manera simplificada los principales contrastes topográficos. La elaboración de esta carta consiste en definir a partir de las altitudes máximas y mínimas, en el mapa topográfico original, los intervalos altitudinales que facilitan la comprensión del relieve. En este caso, se eligieron doce categorías altitudinales (Fig. 17) cada 500 m, establecidas con este rango con la intención de representar los principales contrastes del relieve. Su elaboración tuvo como propósito particular generar las curvas hipsográficas de la Cadena Montañosa y del Macrobloque Jalisco. Los valores altitudinales seleccionados se capturan en una tabla del Sistema de Información Geográfica para generar la carta altimétrica, en la cual se aplicaron los colores convencionales.

carta de pendientes: La pendiente media de un macizo montañoso de acuerdo con De Martonne (1968), es en cierto modo la expresión de su relieve. Las irregularidades apreciadas en la carta de pendiente reflejan las del terreno. Su elaboración, de acuerdo con Lugo (1988), consiste en transformar las distancias entre las curvas de nivel en valores de pendiente. Para lo cual, se establecen rangos que se representarán en el mapa, lo que depende de la escala que se utiliza, de las condiciones fisiográficas y de los objetivos del trabajo. Los valores de pendiente representados son el promedio para una superficie determinada y se obtienen a partir de las mediciones de distancia vertical o desnivel de dos curvas de nivel entre la distancia horizontal perpendicular a éstas. En la elección de los rangos de pendiente, se retomó el criterio convencional (Guillén 1996) para relieves a escala regional, en el cual se incluyen pendientes distintivas de las elevaciones bajas, hasta aquellas correspondientes a las máximas cumbres. El tipo de relieve según la pendiente, se describe en cinco rangos en, grados de inclinación, los cuales se mencionan en la carta correspondiente.

curvas hipsográficas. La elaboración de las curvas tuvo como propósito diferenciar a la Cadena Montañosa por su altitud media dentro del Macrobloque Jalisco. Ambas curvas se construyeron con la ayuda del SIG en el cual se generó el histograma de alturas que corresponde a los intervalos altitudinales de la carta altimétrica. El histograma contiene la

superficie de áreas calculada en km² para cada categoría altitudinal. Con esta información se generan las curvas hipsográficas, en las que se graficaron las elevaciones en metros en el eje de las ordenadas contra las áreas en Km en el eje de las abscisas. La trayectoria de la curva describe la frecuencia acumulativa área-altitud, en donde cada punto representa el porcentaje de una cierta elevación con respecto a la superficie total.

b) mediciones para la interpretación morfoestructural

Se midió la amplitud y anchura de las morfoestructuras con el propósito de señalar los contrastes del relieve.

La amplitud quedó referida al desnivel o distancia vertical entre el parteaguas con respecto al nivel de base, o bien, al contorno inferior de los flancos. Las mediciones anteriores se realizaron registrando las alturas del parteaguas cada 5 km y de igual manera se registró la altura en la que se localizan los niveles base locales de los flancos, por medio de lo cual se pudo establecer el desnivel promedio o amplitud del relieve. Asimismo se estableció la anchura media del relieve. En este caso, los puntos previamente fijos se midieron en una distancia horizontal en planta.

Por otra parte, también se realizó el análisis morfométrico de las formas erosivas más sobresalientes de la CM (los circos), ya que en este caso modelan en gran medida la superficie de parteaguas. La medición de las formas erosivas tuvo la finalidad de establecer la variación y distribución de los procesos erosivos a lo largo de la CM, así como distinguir al relieve de cada una de las vertientes por este tipo de formas.

Los parámetros considerados fueron: orientación, altitud, profundidad y diámetro de cada circo, a partir de cartas topográficas escala 1:50 000. Las mediciones correspondientes se efectuaron sobre el parteaguas principal y se analizaron por separado para cada flanco montañoso. Los resultados se representan en histogramas, rosas de orientación y gráficos tridimensionales.

También se analizó la dispersión altitudinal de los circos sobre el gradiente hipsográfico del relieve de cada mesobloque, quedando representada a través de la desviación estándar. De igual manera se analizó la disección del relieve con base en los circos.

Adicionalmente, aquellos con mayor profundidad fueron tratados altitudinalmente por separado con el propósito de verificar cierta relación con las elevaciones mayores.

Se definió la orientación azimutal del eje de cada circo. Las profundidades registradas se obtuvieron a partir de las cabeceras del valle y hasta su máxima profundidad, la que normalmente coincide con el punto de confluencia de los tributarios (Fig. 6).

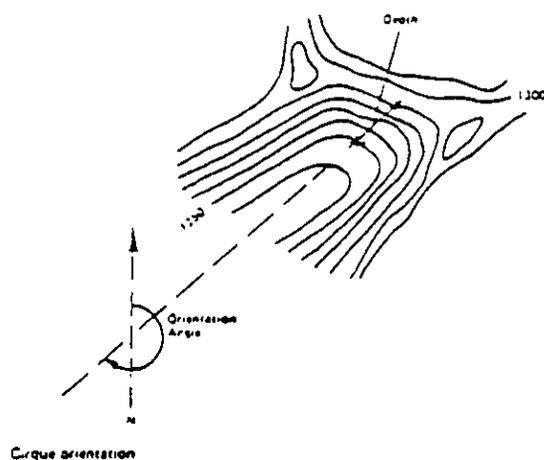


Fig. 6 Esquema de orientación y profundidad de circos de erosión, según Morisawa (1982)

C) perfiles de clima-vegetación

Tienen la intención de definir la relación de la orografía (contraste altitudinal, orientación, pendiente) con el clima y la cubierta vegetal por pisos altitudinales, a lo largo de la CM.

La información de vegetación capturada de las cartas correspondientes se colocó directamente sobre los perfiles geomorfológicos, simulando el recubrimiento del relieve. Mientras que la información climática se colocó a lo largo del perfil longitudinal. Esta representación facilitó la lectura del clima con el relieve (Figuras 42-46).

V. ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL

Los perfiles geomorfológicos complejos permitieron elaborar una interpretación morfoestructural del relieve, mismo que se clasificó en bloques tectónicos.

El perfil longitudinal (Fig.7) muestra una estructura de *horst-graben*, mismos que tienen una longitud de 10 a 67 km y están orientados al NW.

Hernández-Santana *et al.* (1995), reconocieron tres categorías fundamentales de morfoestructuras: macrobloques, mesobloques, bloques. Los macrobloques son unidades estructurales menores, subordinadas a otras mayores, los megabloques, y su formación se debe a procesos tectónicos (sobrecorrimiento, transcurrancia, fracturación, deformaciones plicativas y otros). Para el caso que nos ocupa, el Bloque Jalisco corresponde al macrobloque más septentrional del "megabloque Sierra Madre del Sur" (Fig. 1).

Los mesobloques son unidades independientes dentro de los macrobloques y se delimitan por morfoalineamientos de tercer orden, subordinados a los de primero y segundo orden (que dividen a megabloques y a macrobloques). De acuerdo con lo anterior, en la CM se diferenciaron cuatro mesobloques correspondientes a distintas sierras (Fig. 8).

- Mesobloque NM.- Nudo montañoso formado principalmente por las sierras de El Cuale y El Tuito
- Mesobloque SC.- Sierra de Cacoma
- Mesobloque SM.- Sierra de Manantlán
- Mesobloque CG.- Cerro Grande.

Cada una de las mesoestructuras tiene una longitud de 35 a 67 km y altitud entre 2000 a 2800 m, lo que aunado a la geometría de sus laderas refleja un fuerte levantamiento en diferentes etapas orogénicas, de acuerdo con su historia geológica.

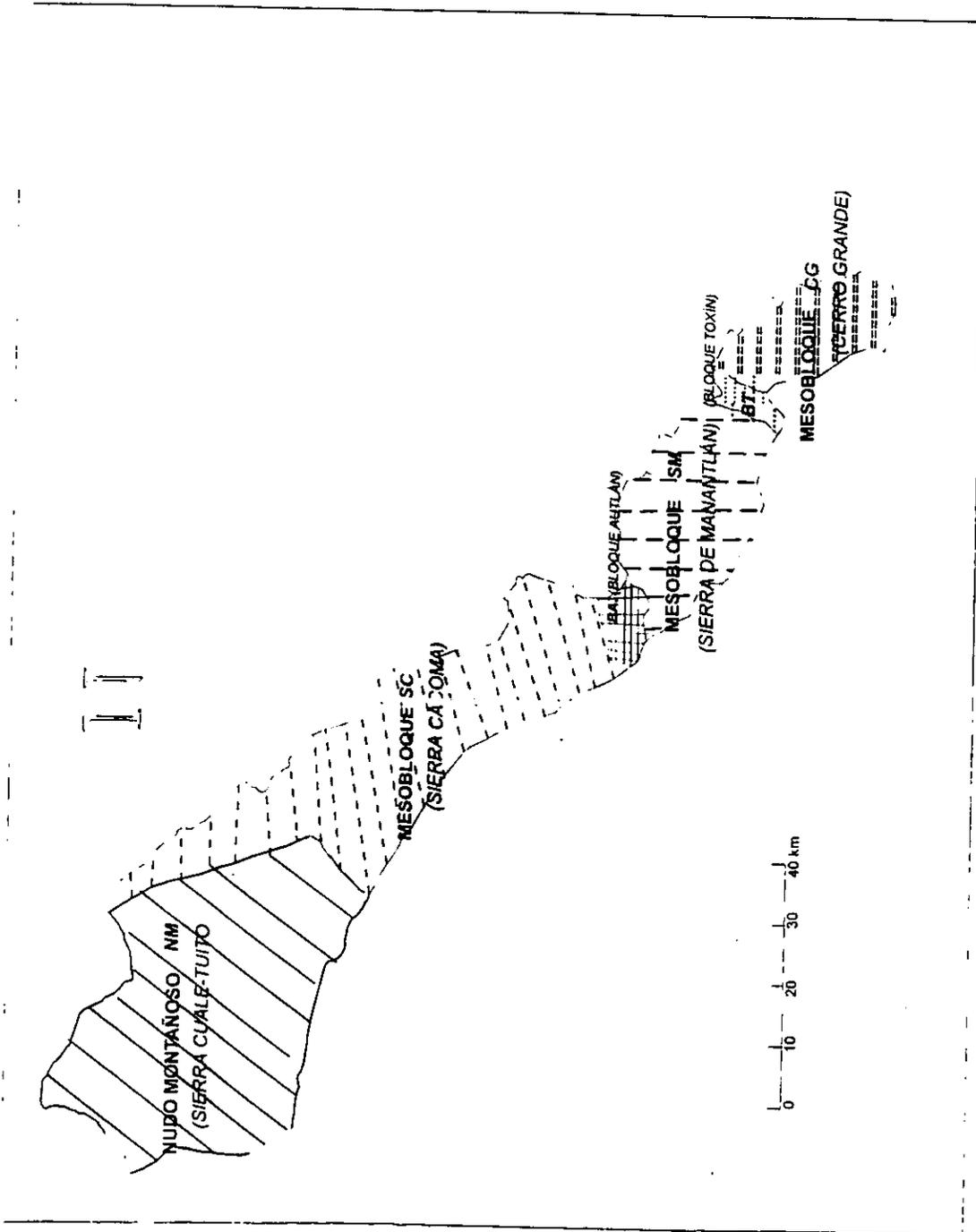
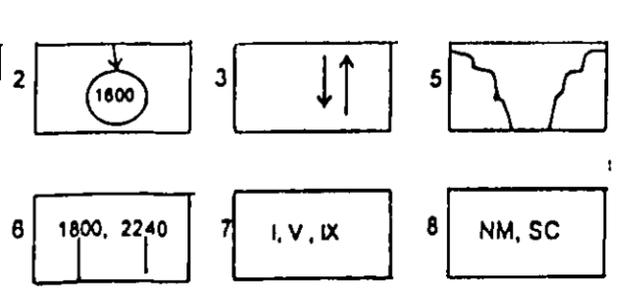
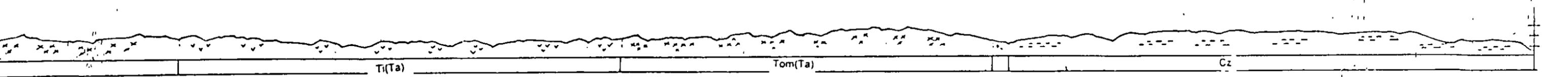
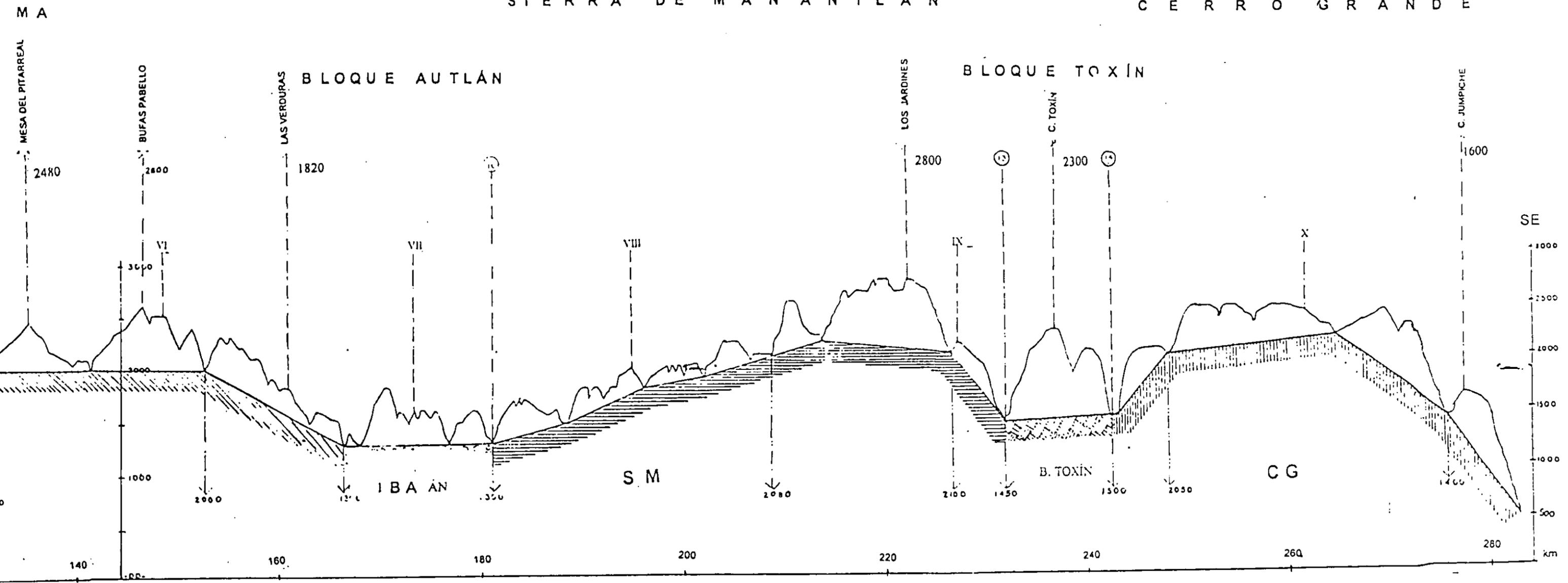


Fig 8 . Esquema de bloques y mesobloques: Cadena Montañosa

SIERRA DE MANANTLÁN

CERRO GRANDE



del levantamiento
 locales de la disección, 2 perfiles de valles, 3 sentido de los
 ras tectónicas, 5 valles límites de mesobloques, 6 elevaciones
 perfiles de parteaguas, 8 Mesobloques y bloques

SIERRA EL CUALE-EL TUITO

SIERRA DE CACA

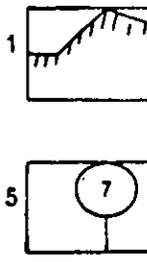
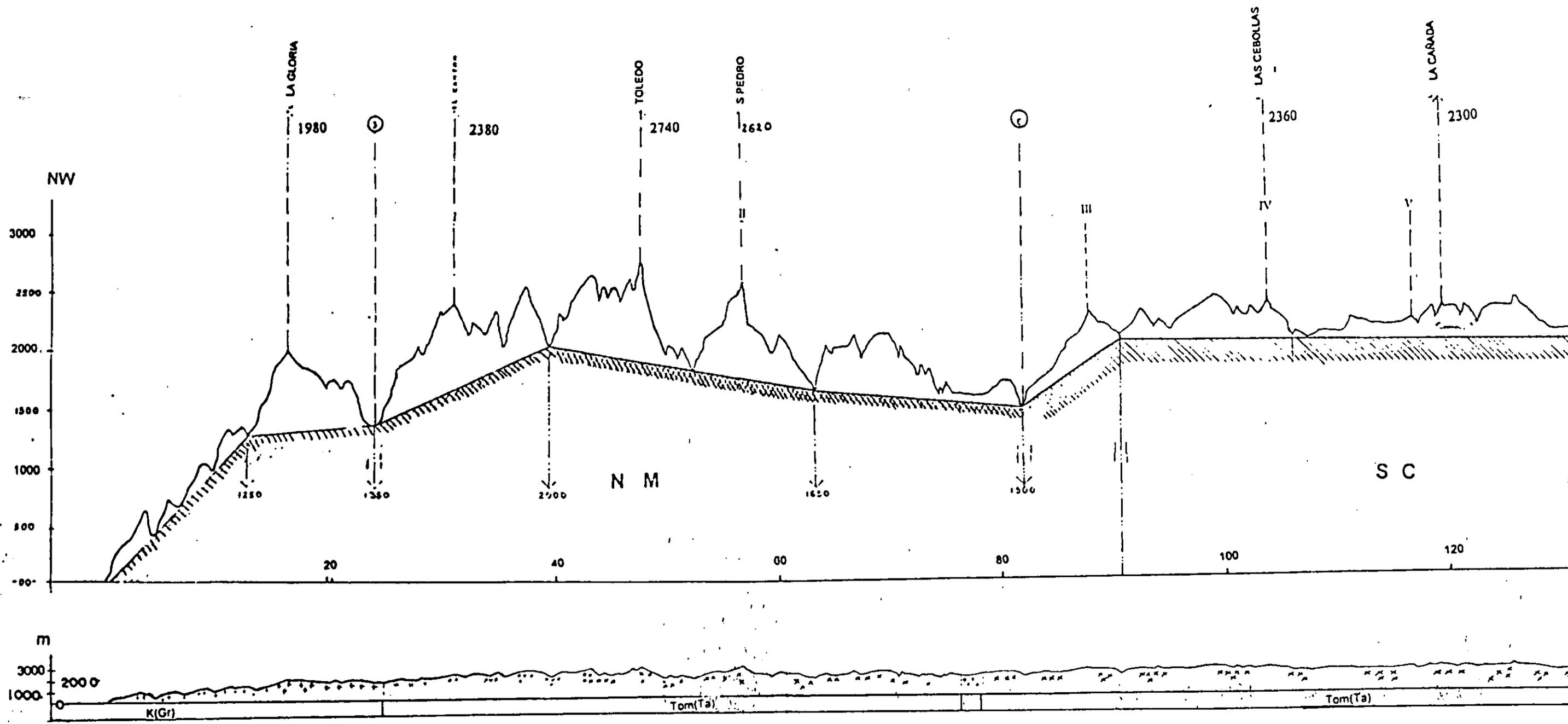


Fig. 7.- Perfil longitudinal del eje
1 línea correlativa de niveles
movimientos verticales, 4 ternas
comparativas de mesobloques

En esta clasificación morfoestructural, las unidades de rango inferior son los bloques, los cuales constituyen la estructura interna de mesobloques.

Las unidades de esta jerarquía identificadas para el caso de estudio, tienen una longitud promedio de 10 km y altura máxima de 1700 m y 2300 m cada una. Por su menor altura con respecto a las mesoestructuras que las circundan, se presentan en el relieve con una morfología de pequeños grábenes (Fig.7 y 8). No constituyen sistemas de sierras, sino más bien responden a unidades de relieve en transición topográfica entre dos mesobloques. Los bloques reconocidos son:

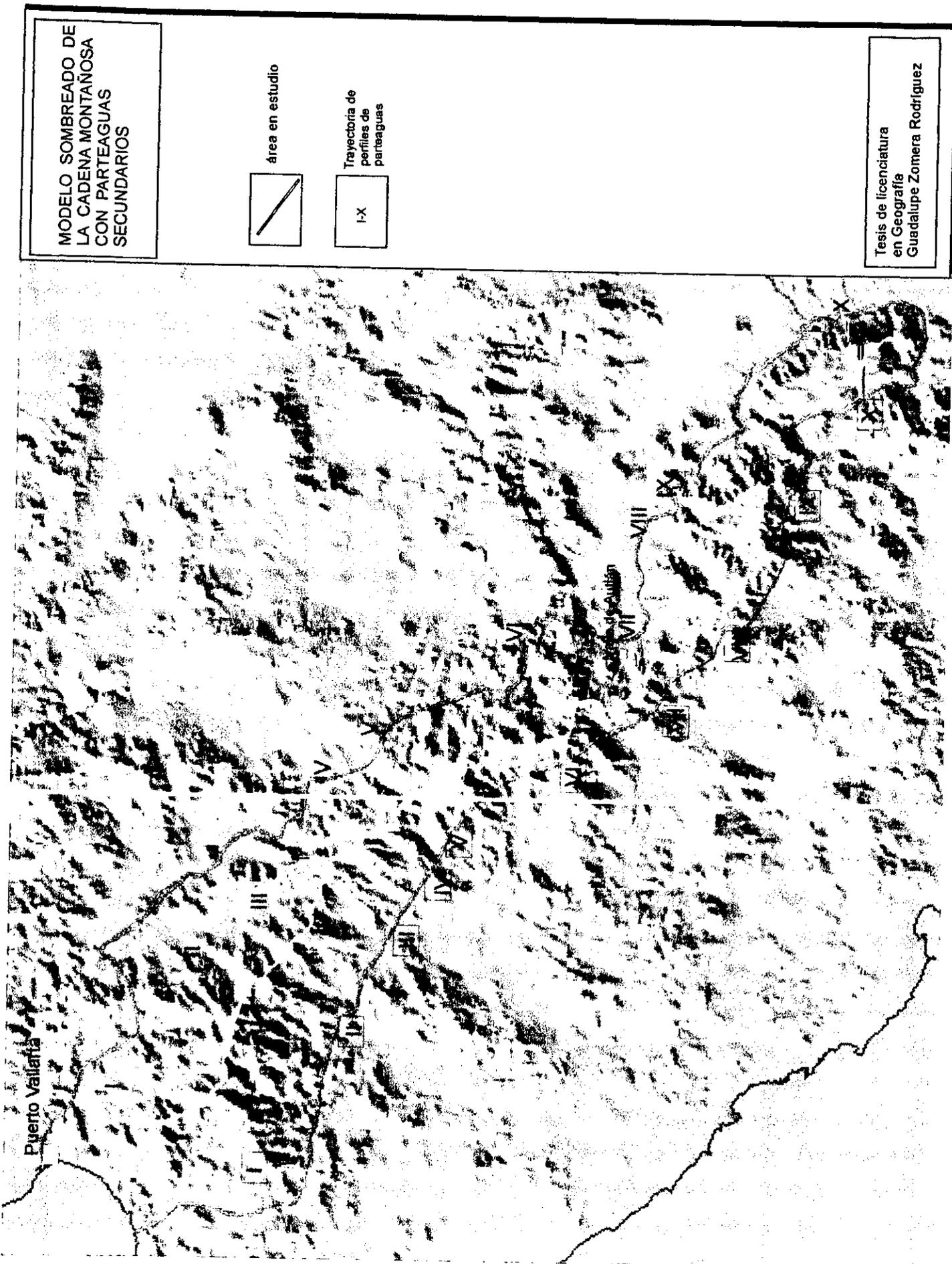
- Bloque Autlán; transición topográfica entre los mesobloques SC y SM.
- Bloque de Toxín, transición topográfica entre SM y SCG.

Los perfiles transversales cortan en este sentido a los valles y parteaguas, lo que expresa una relación entre los procesos de levantamiento y la disección del relieve. Esto se basa en la altitud de talwegs y cimas, así como en profundidad de valles, geometría de laderas, cambios de pendiente y otros.

Las rupturas de pendiente identificadas en los perfiles transversales (en planta en la figura 9), permitieron diferenciar la estructura escalonada de los flancos montañosos, relacionada con las etapas de levantamiento. El origen de las rupturas y su expresión de continuidad en el relieve, identifica un sistema bien definido de terrazas erosivas a lo largo de todo el conjunto montañoso (1). Cada piso o nivel de terraza (Figs.11,12,13,14) corresponde a un nivel de denudación abandonado, ante una fase de inscisión vertical.

Los escalones se disponen a altitud diferente en cada flanco montañoso, así por ejemplo, en el externo se reconoce el mayor nivel de altura por una ruptura de 300 a 600

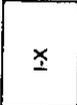
(1) Dentro del análisis morfoestructural Kostenko (1975) establece la estructura escalonada de vertientes, reconociendo en las terrazas erosivas las formas del relieve fluvial, correspondientes a cortes erosivos de los valles. Estas formas se distribuyen regionalmente en pisos en las cadenas montañosas y manifiestan distintas etapas de levantamiento tectónico



Puerto Vieja

San Juan de los Rios

MODELO SOMBREADO DE LA CADENA MONTAÑOSA CON PARTEAGUAS SECUNDARIOS


 área en estudio

 Trayectoria de perfiles de parteaguas

Tesis de licenciatura
 en Geografía
 Guadalupe Zomera Rodríguez

Fig. 9.- Modelo sombreado de la cadena montañosa

m. dispuesto en forma continua en los mesobloques centrales. Esa ruptura de pendiente forma un escarpe erosivo en ese flanco. En cambio, en el flanco interno, el mayor piso altitudinal se identifica por un desnivel de 200 a 300 m del escarpe (perfiles III-IX, Figs. 11-14).

Los pisos altitudinales inferiores en ambos flancos, no guardan correspondencia, lo cual manifiesta una relación asimétrica del relieve. Los pisos del flanco interno reconocen el nivel de base regional a los 1000 m. En cambio, en el externo, el nivel de base regional corresponde al nivel del mar. Sin embargo, en este flanco se identifica un nivel de base de transición (1) en las planicies de acumulación de los valles, mismos que forman un piso bien definido a una altitud de 500 m (Fig. 17).

La desigualdad en la disposición de los flancos como consecuencia de la asimetría del plano regional, puede ser observada a simple vista por medio de la carta altimétrica (Fig. 17), donde se distingue la mayor altitud en la parte posterior al eje orográfico, es decir, en aquella correspondiente al flanco interno. En tanto que los intervalos altitudinales en el flanco externo, descienden paulatinamente hasta alcanzar el nivel del mar.

En el plano morfoestructural, la asimetría del relieve se caracteriza porque en el flanco externo queda reconocida la zona premontañosa constituida por estructuras graníticas cretácicas. Son las elevaciones inferiores que reconocen el nivel de base regional del mar. Desde el punto de vista litológico dichos pisos inferiores, no forman parte del conjunto montañoso en estudio, puesto que de acuerdo con diferentes autores (Peña F., 1983; Berrocal y Querol, 1988; Macías y Solís, 1988; González-Partida, 1993; ver sección geológica) las estructuras graníticas corresponden a la fase orogénica cretácica de dominio tectónico de basamento, cubiertas por las rocas volcánicas del Terciario (orogénesis que formó el relieve de la sierra en cuestión). Esto significa que en el flanco externo quedan bien delimitados pisos bajos premontañosos preorogénicos, mientras que en el flanco interno, el relieve volcánico acumulativo sepulta las estructuras orográficas del basamento.

(1) Para el caso que nos ocupa, el nivel base del flanco externo quedó establecido convencionalmente de acuerdo al concepto descrito por De Martonne (1968), y Miller (1967). En dicho flanco, el nivel de base regional corresponde al nivel del mar.

En los parteaguas de la CM (Figs. 11,12,13,14), las rupturas de pendiente del flanco externo de relieve escarpado, son de mayor amplitud, en consecuencia, el escalonamiento del flanco es más impreciso que en el flanco interno. La morfología asimétrica de los flancos, es de una geometría distinta: el flanco externo es de mayor pendiente y de contornos cóncavos, mientras que el interno es corto y convexo.

La relación asimétrica de los flancos, vista en planta (en fotografías aéreas y cartas topográficas) se manifiesta en el relieve a través de la red hidrográfica. El flanco externo está corado por amplios valles consecuentes, cuyas cabeceras forman escarpes erosivos. En cambio, la morfología del flanco interno deja de manifestar el predominio de la erosión lineal y vertical. En éste, las corrientes elementales no han alcanzado a disecar la superficie de parteaguas y la red hidrográfica se subordina todavía a los parteaguas todavía a los parteaguas secundarios. En particular, el arreglo de la red fluvial en cada uno de los sistemas de sierras (mesobloques) presenta diferente configuración, lo cual subraya los contrastes en los estilos estructurales.

Se analiza la disección de los flancos en corte transversal, con la finalidad de identificar la relación asimétrica en función de la disposición potencial del relieve para su denudación. Lo anterior se establece por la sobreposición de perfiles de valles y parteaguas (Fig.10-14); y se refiere a la relación de desnivel entre el fluvio y el interfluvio. La superficie de parteaguas representa la superficie del relieve no afectada por los procesos erosivos, mientras que los valles corresponden a la disección fluvial. Para el caso de estudio, la relación comparativa entre ambos perfiles reflejó en términos generales, que el relieve del flanco externo presenta menor disposición potencial para su denudación, y sugiere que su relieve ha sido afectado por los procesos erosivos con más intensidad que el flanco interno (Figs. 11,13,14).

CARACTERIZACIÓN DE MESOESTRUCTURAS

La caracterización individual de las morfoestructuras identificadas, se presenta de acuerdo a la dirección general NW de la cadena montañosa.

NUDO MONTAÑOSO (NM) CUALE-TUITO

Es la mesoestructura más septentrional con la orientación de NW-SE (Fig. 7) que da inicio a la cadena montañosa. Limita con la porción marina de Bahía de Banderas al NW, en tanto que al SE está separado del mesobloque central SC por la falla Talpa, morfoalineamiento regional representado por un valle de 600 m de profundidad (Río Talpa, Fig. 29).

El nudo montañoso está representado fundamentalmente por las sierras El Cuale y El Tuito, que abarcan en su conjunto una longitud de 64 km de largo, con una anchura media de 50 km en la porción más ancha (Fig. 29). En el trazo de su perfil longitudinal, y de los perfiles transversales (Fig 10, I y II), se define un bloque cupular, cuya superficie interfluvial se compone de cimas de génesis morfoescultural. Desde el punto de vista geomorfológico-estructural, la configuración de este tipo de arqueamiento manifiesta una intensa actividad tectónica. Este nudo sobresale por originar características particulares en el relieve

- **Valor altitudinal extraordinario de la morfoestructura.**- Se refiere al relieve que se levanta desde el fondo marino de Bahía de Banderas (1400 m) y alcanza cimas máximas de 2740 m, lo cual provoca un desnivel absoluto de 4 140 m en una distancia de 35 km. Esta anomalía topográfica señala un accidente tectónico acentuado por el contacto de una estructura activa (NM), con una de hundimiento de disposición transversal "Bahía de Banderas". Una evidencia del proceso de hundimiento con desplazamiento, son los afloramientos de conglomerado continental "Los Arcos" localizado en la bahía mencionada, parcialmente hundidos e inundados por abajo de la línea de costa actual.

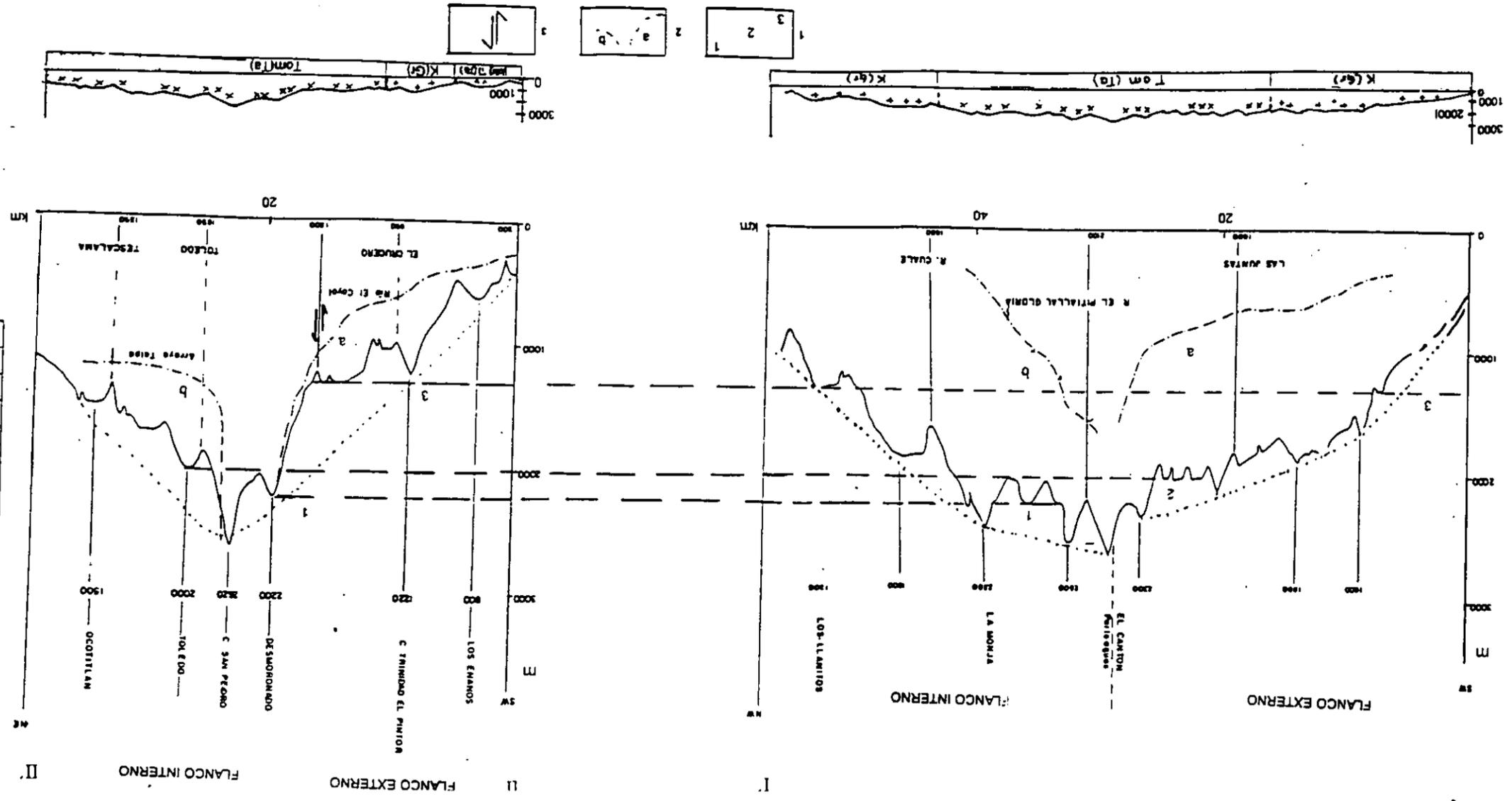
El valor altitudinal extraordinario de la mesoestructura se manifiesta en un relieve de costas escarpadas, único en México.

- **Orientación distinta de los parteaguas orográficos.**- En el relieve es notable la configuración radial de ejes principales.
- **Concentración de cumbres y pendientes abruptas.**- En la parte central del Nudo, se presente la mayor densidad cumbres con respecto al resto de los mesobloques sección (Figs.7, y 10). Predominan las cimas agudas y cortes erosivos profundos. Así también las pendientes de las laderas son más abruptas con inclinación de 30° a 45 °, típicas de flancos escarpados. Son reflejo de la intensa dinámica del relieve.
- **Mayor profundidad de los valles.**- Los cortes erosivos en "V" representan la mayor profundidad de la disección de toda la CM. Los cursos jóvenes del nudo, se presentan en profundas cañadas y gargantas de montaña. Los más importantes son: El Tuito, La puerta, La Gloria y El Cuale, presentan un patrón anular y una amplia desembocadura al mar.

Otra de las propiedades que distingue, particularmente, a este nudo del resto de los mesobloques de la cadena montañosa, es la ausencia de un conjunto definido de pisos altitudinales.

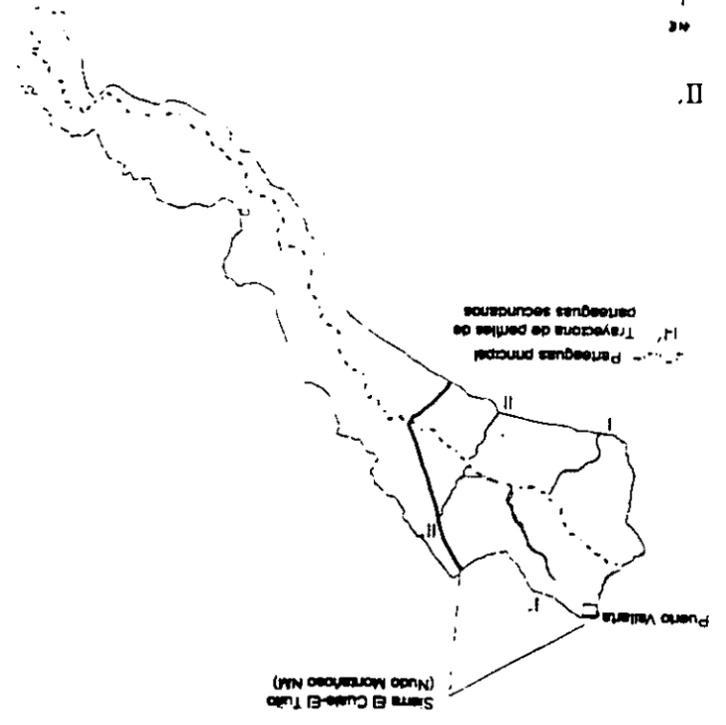
Los atributos arriba señalados; así como la migración de los cauces de primer orden hacia los parteaguas, reflejan un régimen neotectónico de rejuvenecimiento del relieve.

Fig. 10.- Perfiles geomorfológicos transversales I y II, Nudo Montano. Las líneas punteadas indican el trazo del levantamiento en arco, 1 pisos altitudinales, 2 valles principales, 3 sentido de los movimientos tectónicos (infridos)



LEYENDA GEOLOGICA

Q (a)	Sedimentos aluviales
Tp-Q(B)	Basalto (Plio-Cuaternario)
Tom(Ta)	Granitos mioceno-oligoceno
T(A)	Todas andesíticas (Terciario inferior)
K(Cr)	Granitos granodioritas (Cretácico)
Cz	Calizas (Cretácico inferior)



MESOBLOQUE SIERRA CACOMA (SC)

La Sierra de Cacoma ocupa la porción central de la cadena montañosa, abarca una longitud de 67 km con 24 km de ancho con un parteaguas a una altitud media de 2100 m. La Sierra de Cacoma se distingue por su relieve semejante a una meseta, con un flanco externo escarpado y otro flanco interno tendido y basculado. Este mesobloque presenta la asimetría de flancos más sobresaliente de toda la cadena montañosa.

Cacoma representa una extensa zona de denudación planar con una litología de depósitos volcánicos de tobas andesíticas. Al NW está limitada por el nudo montañoso y al SW por el bloque Autlán, y en ambos extremos, los rasgos del relieve reflejan un fuerte control tectónico. Del Nudo inicia a través del valle de Talpa, morfoalineamiento regional transverso-diagonal al eje orográfico principal y cuyo corte transversal muestra dos niveles de incisión (Fig. 7). Este valle, se presenta como puerto tectónico entre un relieve fuertemente levantado (NM) y otro relativamente estable, de aplanamiento (SC). El extremo meridional de Cacoma corresponde con una porción de articulación con un bloque deprimido (BA). En esta parte, se presenta una anomalía geomorfológica, señalada por el desnivel de más de 800 m del parteaguas principal, intersectado por un lineamiento disyuntivo transversal de dirección SSW-NNE (Fig. 29). El desnivel del relieve coincide con el cambio de rumbo al SSE de la CM. Así también los rasgos geomorfológicos de laderas escarpadas, valles abruptos, flancos inestables, fracturamiento intenso, migración lateral extrema por erosión remanente del parteaguas principal y de los ejes secundarios, reflejan la dinámica intensa.

Otro de los rasgos que distinguen a esta porción de articulación, es el complicado arreglo estructural en ambos flancos. En el externo ese arreglo se refiere a su relieve escarpado volcánico en contacto con estructuras graníticas premontañosas.

Estas características sobresalen en los perfiles transversales (VI, VII Fig. 13) en los que se distinguen 2 pisos orográficos (1 y 2) que permiten suponer distintas etapas de levantamiento correspondientes a un relieve preexistente y sepultado por la actividad volcánica terciaria, representado por la Sierra Cacoma. Estos pisos son estrificaciones de la CM y constituyen superficies remanentes niveladas representadas por la Sierra Bramones y el Remudadero. Son los pisos altitudinales premontañosos, los cuales se disociaron del relieve en estudio. Este flanco se define por un solo escaque (erosivo-estructural), que da lugar a una morfología corta y abrupta, y separa a las estructuras orográficas de premontaña a través de un desnivel de aproximadamente de 400 m.

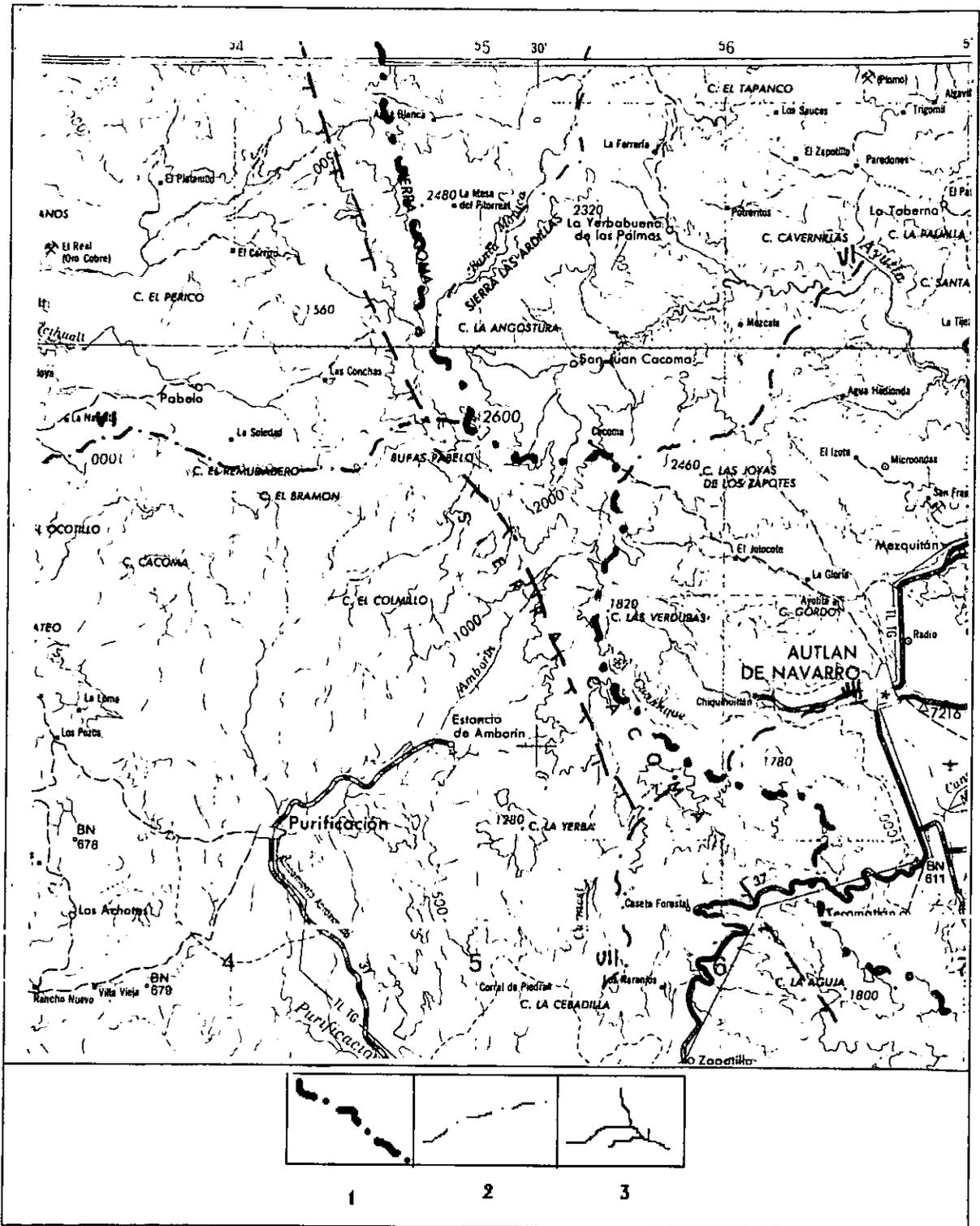
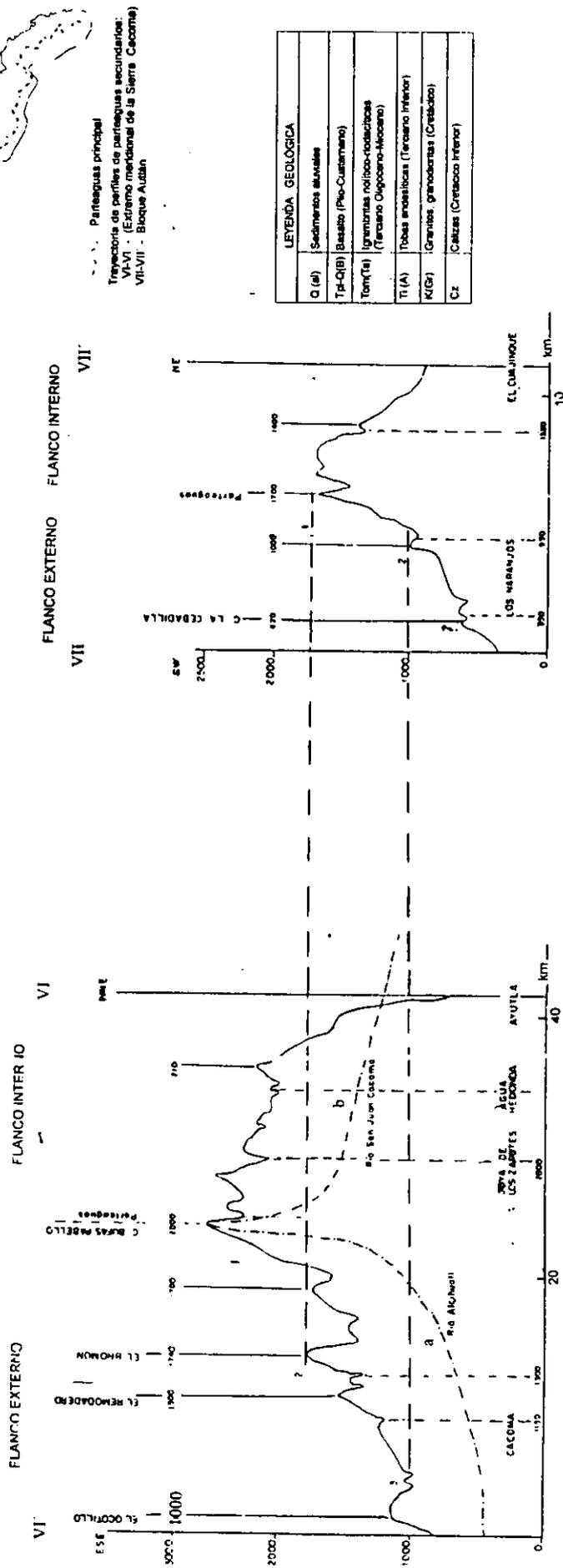
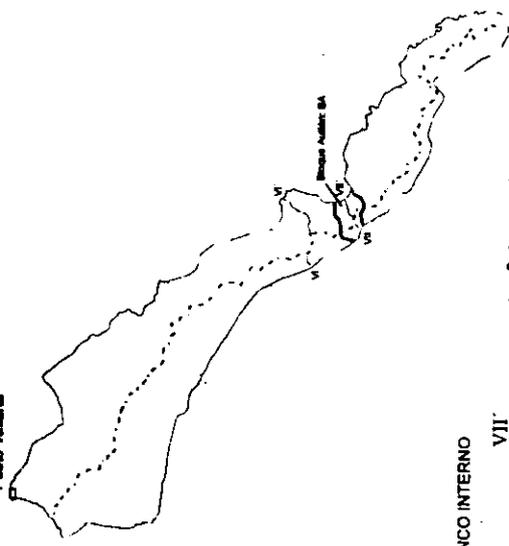


Fig.12 Escarpe erosivo-estructural del flanco externo mostrado en la carta topográfica. 1 Parteaguas principal, 2. parteaguas secundarios, 3. valles consecuentes. Observe la sinuosidad del parteaguas principal que pone de manifiesto la disección severa del relieve por erosión remontante

En tanto, el arreglo complicado del flanco interno se identifica en la disposición más elevada y orientación oblicua transversal de los ejes secundarios con respecto al parteaguas principal. El eje secundario más destacado de este arreglo, es el parteaguas de la sierra volcánica de las Ardillas, de ahí que tenga un aspecto de estructura sobreimpuesta y atravesada (Fig. 12).

La disposición altitudinal y la orientación oblicua de parteaguas secundarios favorece la captación fluvial con desniveles de incluso 900 m desde las cabeceras hasta la parte baja talweg. Los escurrimientos superficiales disecan profundamente la porción cumbre de la CM, lo que se traduce en una migración lateral extrema del parteaguas principal y de los ejes secundarios (Fig. 12)

El conjunto de parteaguas refleja una morfología escalonada del flanco, poco diferenciada en planta. En esta parte los pisos altitudinales del flanco interno, son de escasa pendiente y presentan un desfazamiento con respecto al parteaguas principal. Los cortos desniveles en las laderas, (perfil VI) se alinean siguiendo un sistema de fracturamiento paralelo al parteaguas principal, aprovechado por los cursos fluviales muy rectos. El patrón de la red fluvial, junto con la discontinuidad horizontal de los desniveles altitudinales, cursos del drenaje que en ocasiones forman ángulos de 90° (Fig. 12), escarpes que definen mesetas pequeñas en las partes más bajas de esta porción, manifiestan un área sujeta a intenso fracturamiento por factores tectónicos.



LEYENDA GEOLÓGICA	
Q (al)	Sedimentos aluviales
Tp-Q(B)	Basalto (Pico-Custamano)
Ton(Ta)	Granitos volcánico-tolucitas (Terciario Oligoceno-Mioceno)
Ti (A)	Tobas andesíticas (Terciario Inferior)
K(Gr)	Granitos granodioritas (Cretácico)
Cz	Calizas (Cretácico Inferior)

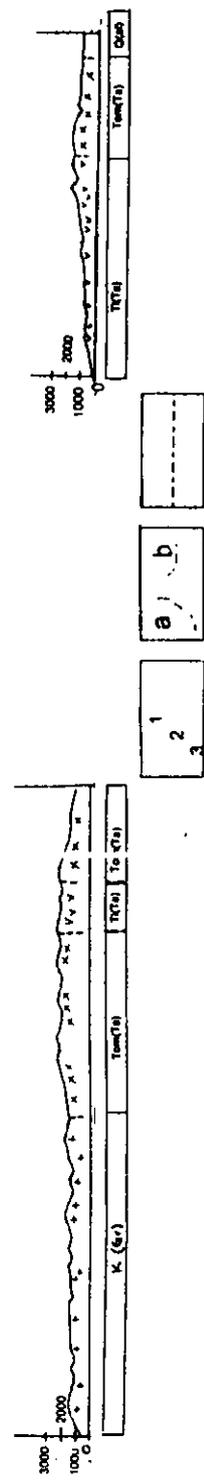


Fig. 13.- Perfiles geomorfológicos transversales VI y VII, Mesobloque SC y Bloque Autlán BA. VI.- perfil correspondiente a la porción de transición topográfica con el Bloque de Autlán. VII.BA. 1 Pisos altitudinales, 2 perfil longitudinal de valles principales, 3 líneas correlativas de pisos altitudinales.

BLOQUE AUTLÁN (BA)

El Bloque Autlán se localiza en la parte central de la CM, entre el mesobloque central Sierra de Cacoma (SC) y el mesobloque Manantlán (SM). Su relieve consiste en una pequeña meseta de 11 km de longitud por 10 km de ancho, con un parteaguas de altitud de 1500 m, en el cual solo una pequeña parte alcanza cumbres máximas de 1700 m (Fig. 13). El bloque BA es la porción más deprimida de todo el conjunto de sierras

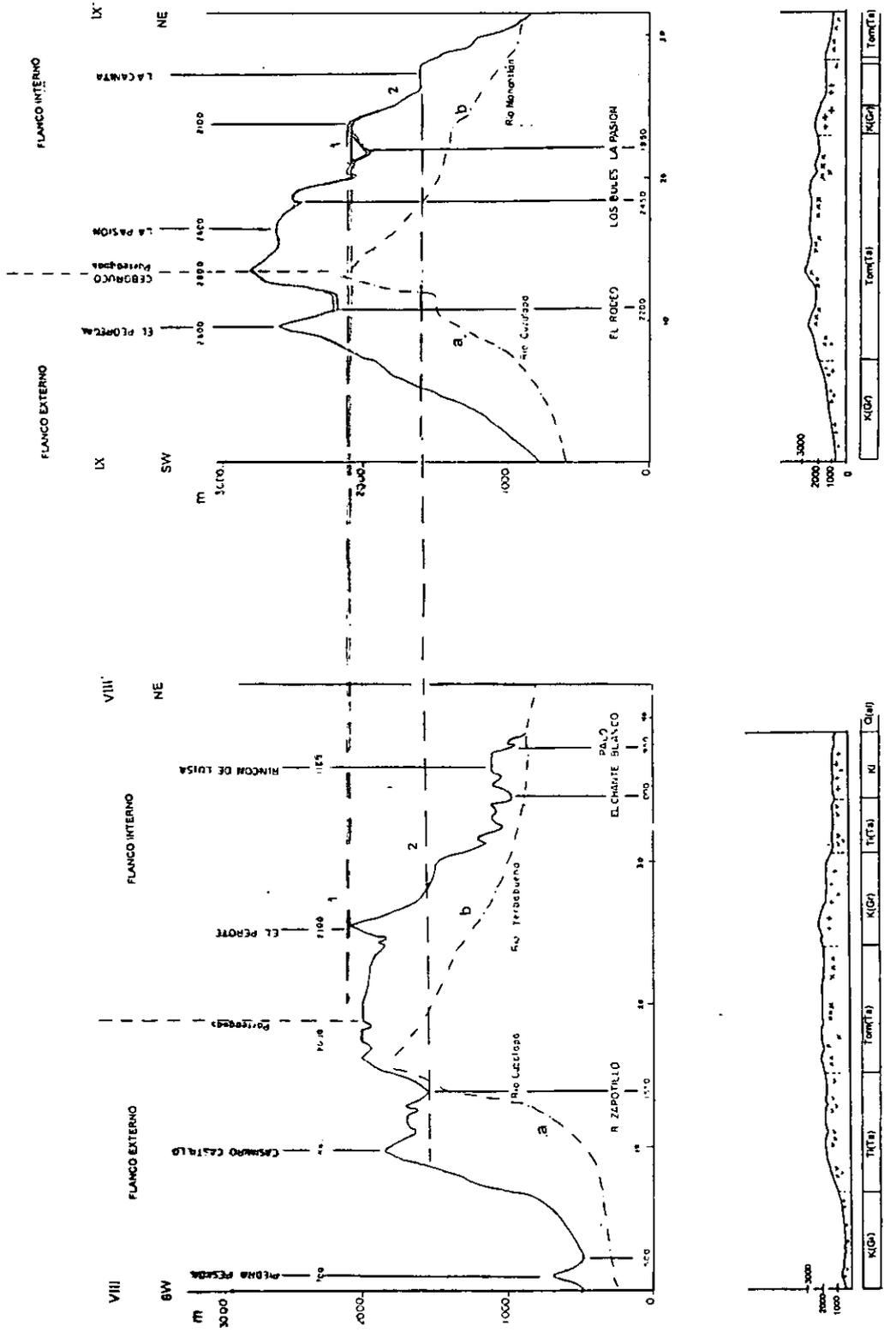
El flanco interno del Bloque Autlán, no presenta arreglo escalonado, y tiene un escaso gradiente altitudinal; corresponde con la estructura de topografía más baja cerca del nivel de base regional (Valle de Autlán).

En contraste, el flanco externo presenta un fuerte gradiente altitudinal, emplazado sobre estructuras orográficas premontañas que alcanzan el nivel de base a los 500 m sobre el nivel del mar (500 m inferior al nivel base del flanco interno, situado a una altitud de 1000 m). En el flanco se desarrollan valles consecuentes con amplias cabeceras que tienen escarpes entre 300 y 400 m (Fig. 12).

MESOBLOQUE SIERRA MANANTLÁN (SM)

La sierra de Manantlán se extiende con una longitud de 35 km y una anchura de 17 km, y sobresale entre los dos bloques más bajos (Fig. 7 y 8). El relieve en mesetas escalonadas, cuyas superficies de NW a SE presentan altitudes de 2000, 2240, 2660 y 2860, constituyen las mayores elevaciones de toda la CM. En su conjunto, las mesetas son parte de la estructura monoclinial de depósitos volcánicos, basculados hacia el flanco interno.

Al NE se separa del bloque Autlán por un valle (Cuajinque) de 200 m de profundidad. Al SE se diferencia del bloque Toxín a través de un escarpe de 600 m de altura, ocupado por un valle (El Rodeo), en cuyo perfil se reconocen fases de terraza (Fig. 7).



LEYENDA LITOLÓGICA

Q(Al)	Sedimentos aluviales
T(Ch)	Basalto (paleocuatrimo)
T(A)	Tobas andesíticas (Terciario inferior)
Tm(Ta)	Igmbritas ríolico-ríodolíticas (Terciario Oligoceno-Mioceno)
Gr	Granitos, granodioritas (paleozoico)
Cz	Calizas cretácicas (Cretácico inferior)

Fig.14.- Perfiles geomorfológicos transversales VIII y IX, Mesobloque SM. 1 Pisos altitudinales con correspondencia en ambos flancos, 2 perfil longitudinal de valles principales, 3 líneas de correlación de pisos altitudinales. Observese el escalonamiento menos acentuado del flanco externo.

El valle sobresale como puerto de ambiente tectónico, señalados por el contraste de bloques escalonados (SM) en contacto con estructuras de plegamiento falladas (Toxin, Fig.7).

La morfología escalonada de los flancos, presenta rupturas de pendiente en los pisos altitudinales de 2100 y 1600 m. con correspondencia en ambos flancos (Fig.14). Tectónicamente, esto refleja un desarrollo conerosivo común, a diferencia de los mesobloques antes mencionados. Cabe destacar que la morfología escalonada es distinta en ambos flancos. El externo se define por un relieve escarpado, en el cual los pisos altitudinales sólo se identifican por los saltos de corrientes. En cambio en el flanco interno, el arreglo horizontal de los diferentes pisos, tiene una expresión clara en toda la extensión del flanco. Por ejemplo, el piso correspondiente a los 1100 m, se manifiesta en el relieve, justo en las cabeceras de los valles principales (Manantlán, Ayuquila), que disecan la superficie del mesobloque. Subsecuentemente, el piso altitudinal inferior (1600), se atribuye a una segunda generación de saltos de corriente, alineados horizontalmente sobre los interfluvios.

El estilo en bloques de Manantlán apunta a una mayor actividad tectónica en el extremo meridional del mesobloque, de mayor elevación (C.Los Jardines, Fig. 7). En esta parte, el régimen de ascenso se evidencia en el valle suspendido de Ayuquila, mismo que bordea y limita la base del flanco interno del mesobloque. Ayuquila constituye un morfoalineamiento disyuntivo regional de dirección NNW-SSE que se extiende hasta la parte más meridional de la CM, donde toma el nombre de Río Armería (Fig. 29), por lo cual este morfoalineamiento limita toda la parte media-meridional de la CM en su flanco interno

BLOQUE TOXÍN (BT)

El bloque Toxín, es el de articulación entre el mesobloque Manantlán y el de Cerro Grande, situados en las porciones meridionales de la CM (Fig.7). Está separado transversalmente al NW del mesobloque Manantlán por el valle colgado de El Rodeo. Del mesobloque CG queda aislado al SW, por la falla Toxín con un escarpe de alrededor de 600 m (Lazcano, 1988).

Este bloque tiene una longitud y anchura de 10 km. Sus cimas alcanzan una altitud máxima de 2300 m; y en esta estructura deprimida, el eje orográfico principal presenta un cambio de rumbo de NW-SE a SW-NE. El rumbo del eje vuelve a normalizarse en la estructura más meridional (CG), lo cual destaca el control estructural del relieve por el fallamiento normal de Toxín.

El bloque se compone de calizas cretácicas, por lo que sus rasgos no guardan ninguna relación con el mesobloque adyacente SM, compuesto por rocas volcánicas (Fig. 7), ni con el resto de los mesobloques; más bien, su litología, expresión y evolución, se vinculan directamente al cordón montañoso más meridional (Cerro-Grande) constituido de calizas marinas cretácicas.

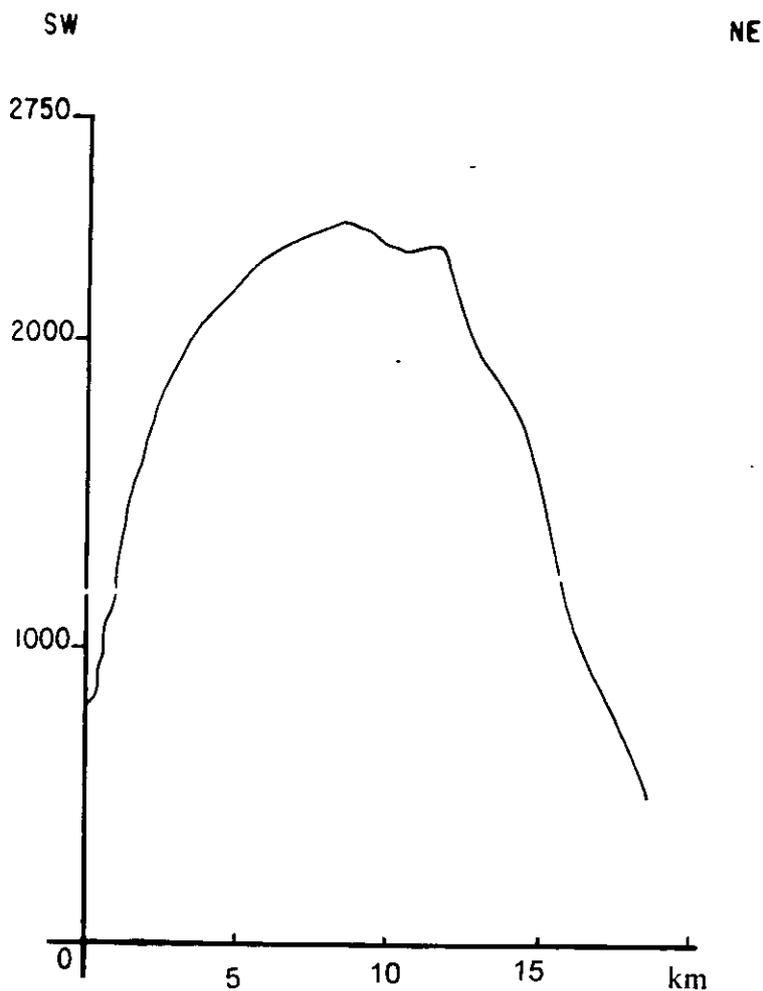
MESOBLOQUE CERRO GRANDE (CG)

Corresponde a la mesoestructura más meridional de la cadena montañosa y conforma un solo bloque anticlinal (Fig. 7 y en el perfil X); de calizas cretácicas, compuesto por los cerros Grande y Jumpiche. Este mesobloque abarca una longitud de 35 km y una anchura de 10 a 16 km.

De acuerdo con Lazcano (1988) es una meseta alta de estructura tabular de capas calizas que presentan intensa fracturación desde algunos metros, hasta varios km de

longitud. También menciona que las laderas del extremo sur se limitan por una serie de fallas normales con longitud de 2 y 3 km; mientras que en la porción noroccidental, está cortado por la falla Toxín, la cual lo separa del cerro de "Enmedio", aquí referido como Bloque Toxín (Fig. 7).

Cerro Grande corresponde al clásico braquianticinal o pliegue-bloque cuya característica privativa se refiere al tipo de plegamiento individual en forma de caja o baúl (1); aspecto subrayado por las fallas recientes que lo limitan. Este mesobloque destaca como el único de plegamiento de la cadena montañosa



(1) Este tipo morfológico según Belousov (1967) se atribuye a la tectónica de bloques regidos por fracturas profundas (en el basamento) y en donde los movimientos verticales recientes ejercen el papel prioritario para su formación, determinando el abombamiento de la Corteza Terrestre.

Se distingue en su superficie por una morfología carstica incipiente de valles ciegos, poljes, uvalas y dolinas (Lazcano 1988). El tipo morfológico de bloque de plegamiento contrasta con el resto de los mesobloques y se observa aislado por no presentar una asimetría acentuada de los flancos, un arreglo escalonado de éstos, ausencia de circos erosivos en la superficie de parteaguas (característica inherente a su superficie tabular), rasgos distintivos del relieve de la CM en su conjunto.

Desde el punto de vista geomorfológico refleja el levantamiento más reciente de la CM en la expresión de modelado, así como en los flujos de detritos presentes en la porción SE y niveles de terrazas del Río Armeria, morfoalineamiento disyuntivo que limita al mesobloque en el flanco interno y evidencia un basculamiento hacia ese flanco (Fig. 29).

El origen de este Cerro con mucha probabilidad debe estar relacionado a la tectónica del Nevado de Colima ya que la estructura tabular del mesobloque refleja en gran medida, el levantamiento del piso de capas horizontales de depósitos sedimentarios, las cuales pudieron ser levantadas por la tectónica asociada al volcán. Otras de las evidencias que se señalan junto con este levantamiento, son los flujos de detritos consedimentarios (1), y los niveles de terraza, parcialmente ocultos por el material piroclástico del volcán. A partir de las características mencionadas que muestran el desarrollo morfogenético de Cerro Grande, su edad puede ser atribuida al Pleistoceno, misma del volcán.

(1) Se refiere a los detritos que se depositan al tiempo del levantamiento

VII. OROGRAFÍA

La orografía de acuerdo con Lugo-Hubp (1988), es la parte de la geomorfología y geografía física que se ocupa de la descripción y sistematización de las formas de la superficie terrestre por sus atributos (forma, inclinación, altitud y otros).

Con un enfoque orográfico se aborda el estudio de la CM en cuestión, a partir del análisis morfométrico de atributos (alturas, pendientes y áreas) que tiene como propósito señalar y precisar con cifras los contrastes y características del relieve en estudio dentro del macrobloque Jalisco. Así, también, con un enfoque de mayor detalle, el análisis numérico del relieve a partir de amplitud del relieve, permite distinguir cada uno de los mesobloques y bloques identificados.

ANÁLISIS REGIONAL (MACROBLOQUE JALISCO): ALTURAS, PENDIENTES Y ÁREAS.

Distribución altitudinal de la cadena montañosa.

La curva hipsográfica de la CM muestra que su relieve se extiende en una superficie de 5 000 km², distribuido en alturas que varían de 0 m hasta los 2800 m. De acuerdo con la curva, el relieve presenta una distribución normal altitudinal señalada por valores porcentuales escasos en los extremos que indican que tanto las elevaciones mayores, así como las menores ocupan una escasa superficie (Fig. 16). Mientras que la mayor parte del relieve (80 %) está comprendido por elevaciones entre 500 y 2000 m. Dentro de éste intervalo, sobresale el 32% de las altitudes que abarcan de los 1500 a 2000 m. Lo que representa la altura media de la cadena montañosa.

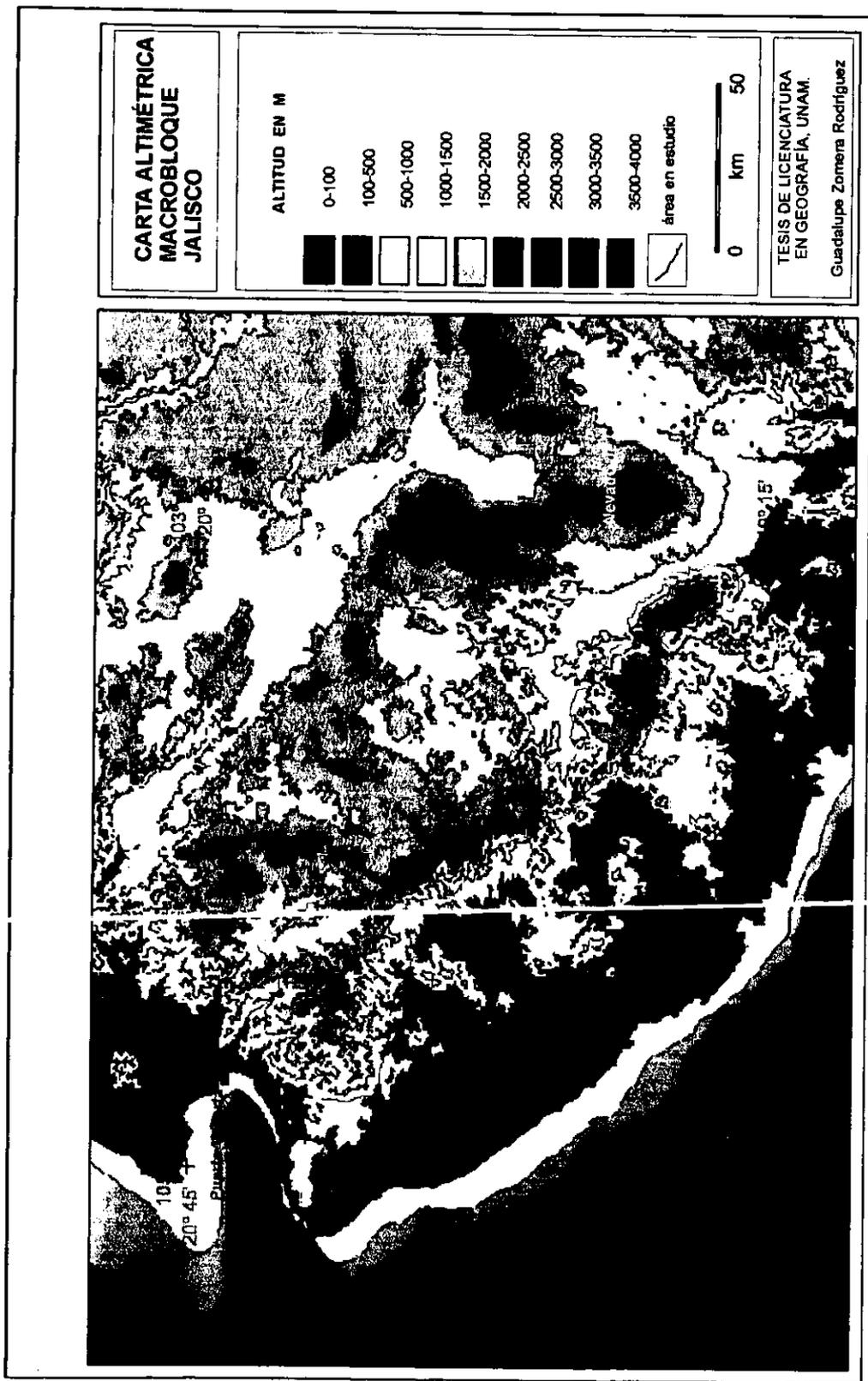


Fig. 17.- Carta altimétrica

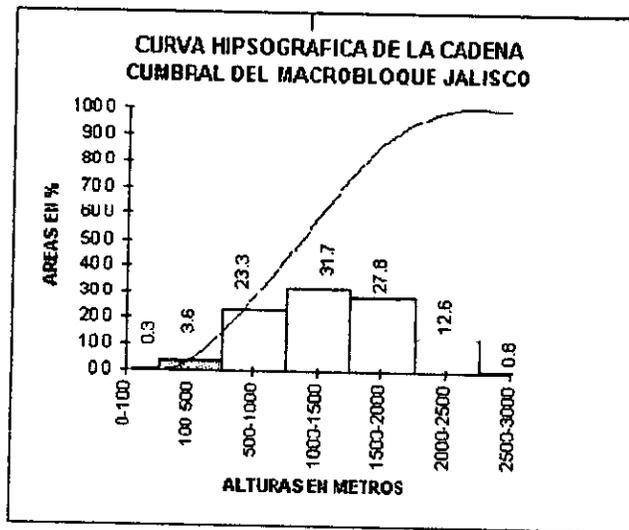


Fig. 16 Curva hipsográfica de la CM

Distribución altitudinal del macrobloque Jalisco.

La curva hipsográfica de la figura 18 muestra que el relieve del macrobloque Jalisco se extiende en una superficie de 26,762 km² con una amplitud altitudinal positiva que varía de los 0 m hasta cerca de 4500 m. La mayor parte (65%) de la superficie, está representada por altitudes elevadas comprendidas entre 2000 a 3500 m que señalan un relieve del tipo de meseta

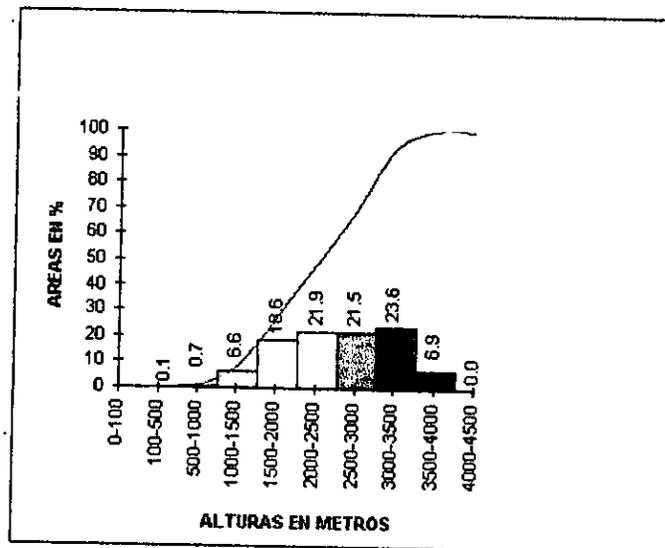


Fig. 18.- Curva hipsográfica del macrobloque Jalisco

Las elevaciones superiores, están referidas sólo a los volcanes de Colima y al Fuego de Cclima. (Fig. 18). Asimismo, a partir de los 2000 m. la curva muestra un descenso súbito, lo que a su vez, se traduce en el escarpamiento de la costa. El predominio de elevaciones superiores a los 2000 m dentro del macrobloque y el mayor porcentaje de elevaciones inferiores a ese intervalo en la CM, muestran que esta, es un umbral a partir del cual el relieve del macrobloque se distingue por altitudes elevadas.

Caracterización de las pendientes

El análisis de las laderas según la figura 20, permitió referir a nivel regional los tipos de pendiente para la cadena montañosa del macrobloque Jalisco. El relieve mesiforme de aquel, está formado principalmente por llanuras ligeamente inclinadas con pendientes de 0° a 6°, mismas que abarcan aproximadamente el 50% de la superficie. También destacan las elevaciones de baja y de moderada montaña (Fig.19) que presentan laderas más inclinadas (6°-30°). La CM está representada ampliamente con esta pendiente. Las porciones más elevadas y con inclinación mayor, de 30° a 45° son las del relieve propiamente accidentado y corresponden sólo al 1% de las elevaciones. Estas pendientes son distintivas de la superficie cumbre de la CM y del escarpe del flanco externo, donde son significativos los procesos gravitacionales.

PENDIENTES EN GRADOS DE INCLINACIÓN (°)	TIPO DE RELIEVE	ÁREA EN km2	SUPERFICIE OCUPADA EN %
0-6	Llanuras ligeramente inclinadas	16,758	48.4
6-15	Elevaciones bajas montañosas	11,636	33.5
15-30	Pendientes moderadas de montaña	5,086	14.7
30-45	Relieve de fuertes pendientes	362,8	1.0
45	Taludes de montaña o relieve accidentado	10,0	0.2

Fig. 19.- Tabla de la carta de pendientes del MBJ

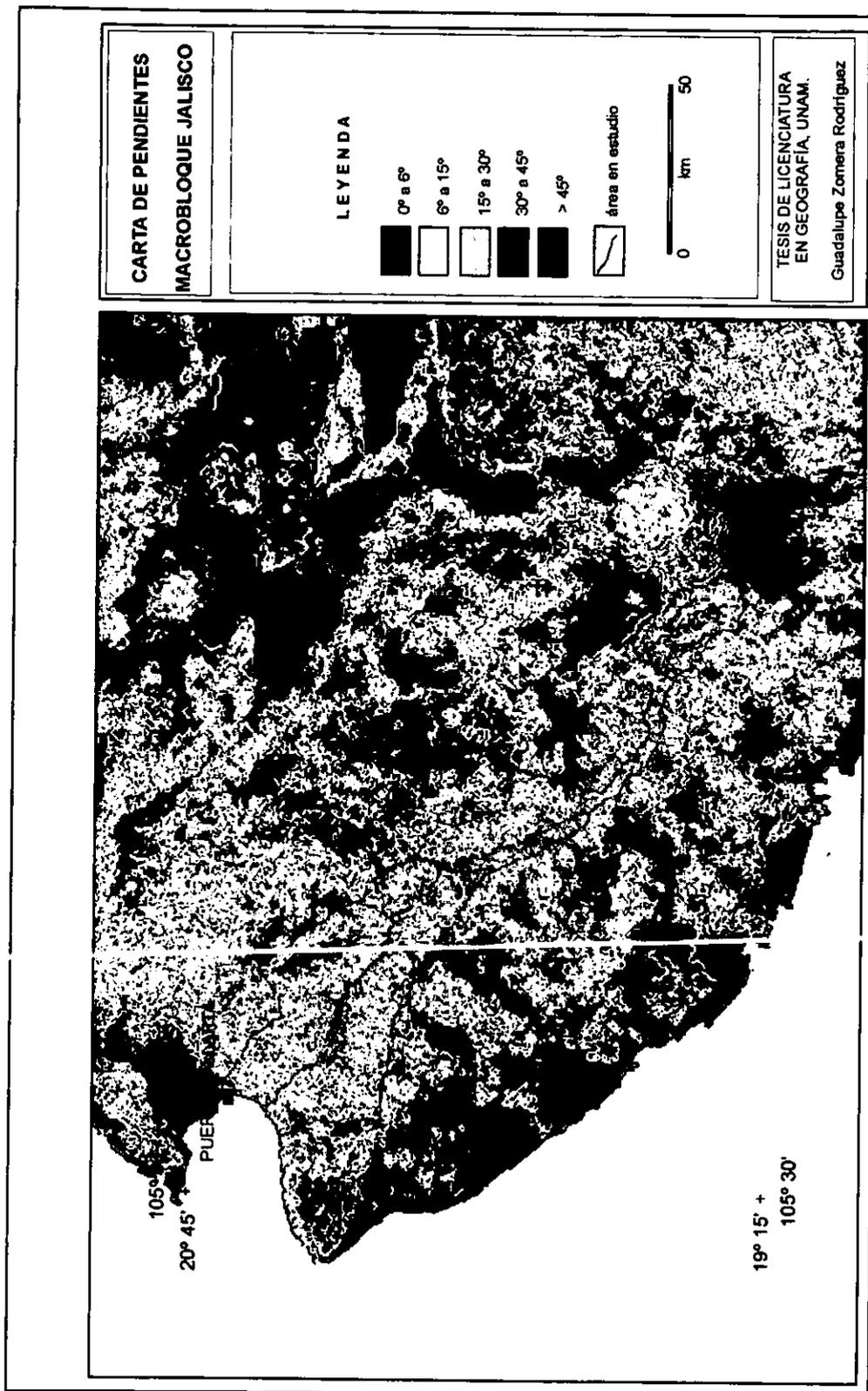


Fig. 20 Carta de Pendientes

AMPLITUD DEL RELIEVE

De acuerdo con Miller (1967) la amplitud del relieve, se refiere a la distancia vertical máxima medida en una superficie determinada.

Las mediciones de amplitud y anchura de la CM definen su asimetría. La amplitud quedó referida al desnivel entre la línea de parteaguas y la línea que une los puntos más bajos de la base de los flancos. La anchura media es la distancia medida en planta de ese desnivel. Ambos flancos tienen un contorno inferior que corresponde con el nivel de base local. Asimismo, a partir de la porción media de la CM, el contorno inferior del flanco externo se considera al pie del escarpe cuya base es un piso altitudinal premontañoso de una estructuras granítica.

Nudo montañoso

El nudo montañoso queda bien limitado en su flanco externo, debido a que su contorno inferior se localiza en el nivel de base a una altura media muy uniforme de 500 m. El flanco presenta estructuras disyuntivas regionales que se reconocen con claridad en el relieve (en fotografías aéreas y cartas topográficas) formando lineamientos.

En el flanco interno el contorno inferior, definidos por el nivel base a una altitud media de 900 m, denota la disposición de mayor levantamiento. Asimismo, en la parte central del flanco, el nivel base se localiza a una altitud de 1600 m, (Fig. 21, punto 8).

En este mesobloque el parteaguas principal tiene una altitud media de 2500 m, por lo cual el relieve es de menos amplitud (1600 m, tabla 1).

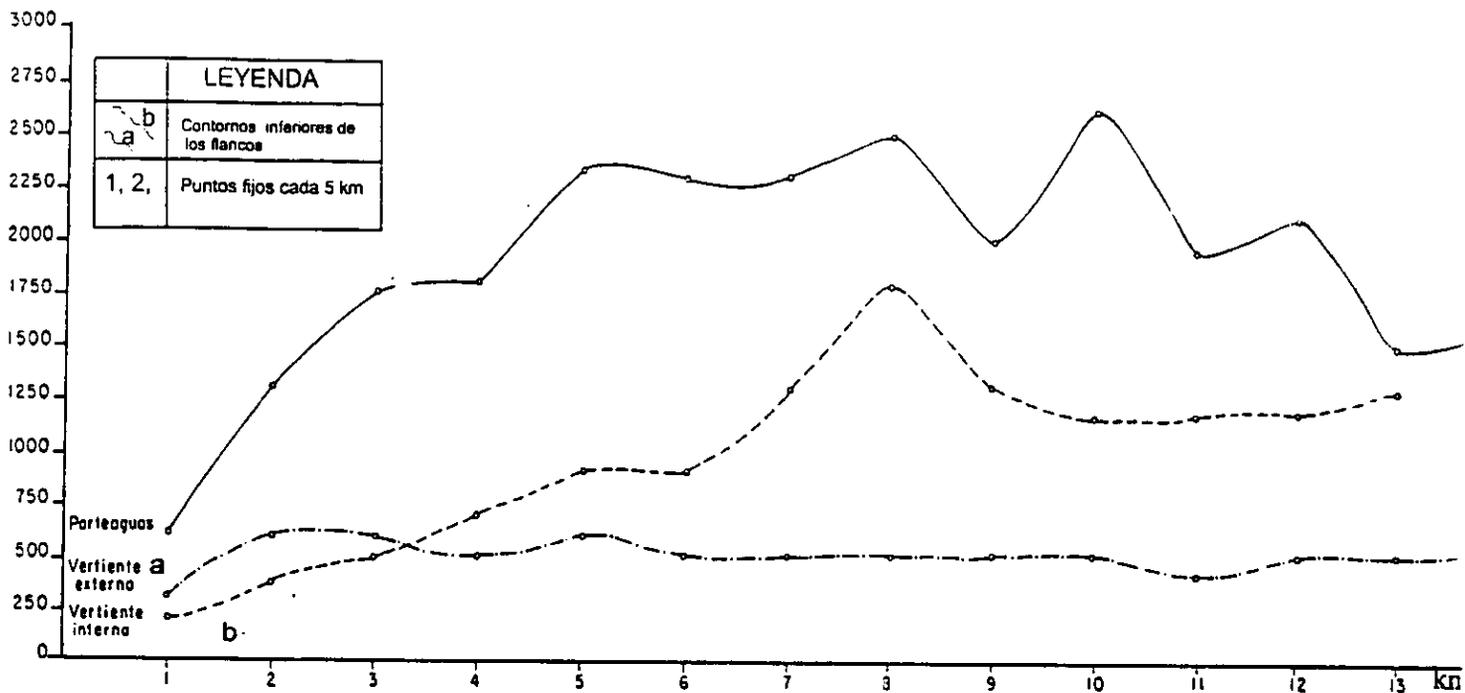


Fig. 21. Amplitud del relieve del relieve del nudo montañoso mostrada en perfil longitudinal por el desnivel entre el parteaguas y el contorno inferior de los flancos

Si la asimetría de los flancos montañosos se caracteriza por la mayor amplitud en el externo, en términos de anchura, ambos presentan una distancia lineal semejante de 16 km entre el parteaguas y los niveles base. Este arreglo introduce una noción de pérdida de asimetría orográfica, misma que se relaciona estrechamente con la estructura del levantamiento central del nudo, en forma radial concéntrica (Fig. 22).

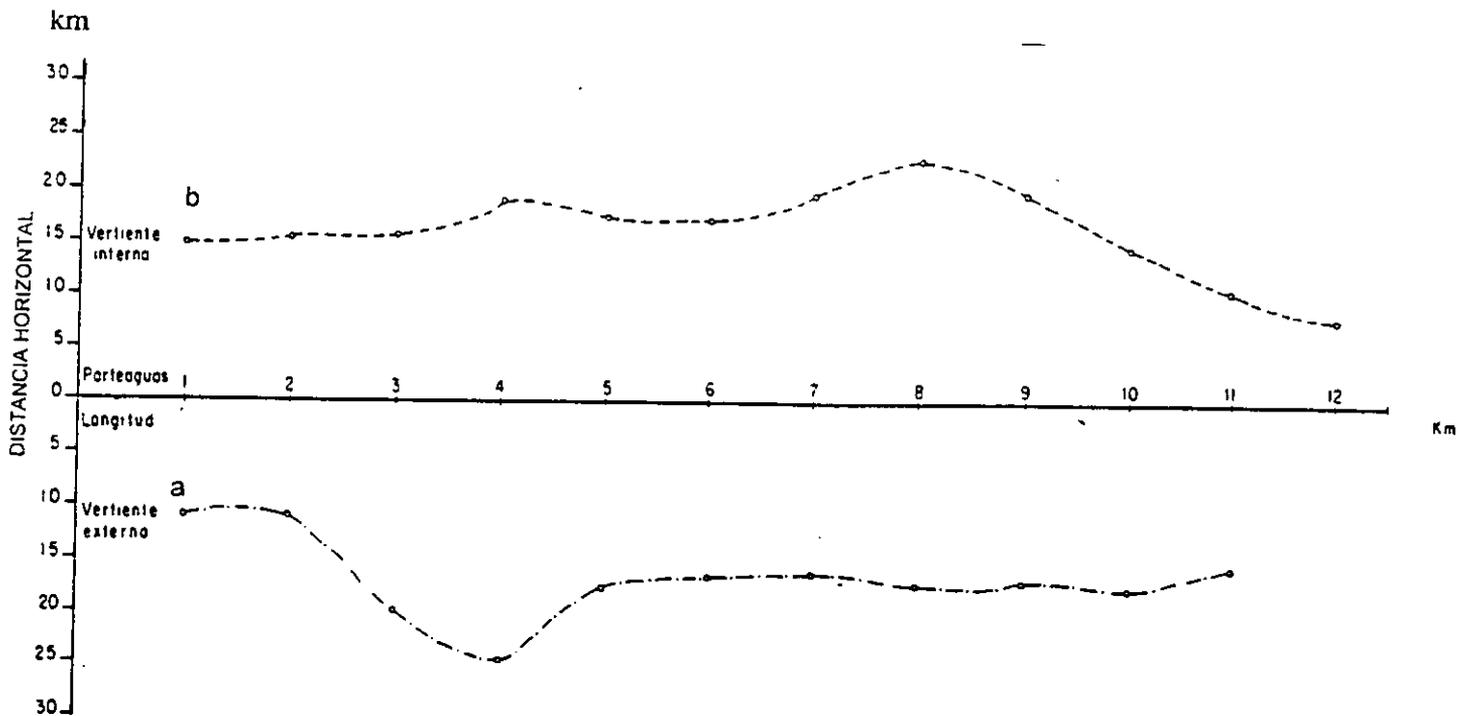


Fig. 22. Anchura del relieve del nudo montañoso mostrada en planta por la distancia horizontal entre el parteaguas y el contorno inferior de los flancos

Mesobloque Sierra Cacoma (SC)

En la Sierra de Cacoma el flanco interno presenta una amplitud del relieve de 645 m (tabla 1), un valor bajo, ya que el nivel de base, está a 1500 m, posición altitudinal cercana a la superficie de parteaguas (2000 m, Fig. 23).

El flanco presenta la menor amplitud de los mesobloques (tabla 1) como resultado de la estructura basculada a modo de semillar del mesobloque. De acuerdo con esto, no existe propiamente un flanco interno, sino más bien, éste se extiende sobre la superficie mesiforme del relieve volcánico.

En el flanco externo se identifica una mayor amplitud, con el desnivel mostrado de 1500 m entre el parteaguas y el contorno inferior que se localiza a una altitud media 750 m más baja que el flanco interno.

La disposición de los contornos inferiores se traduce en la mayor asimetría del relieve que se distingue con un desnivel dos veces mayor del flanco externo. Cabe destacar que éste flanco muestra un importante contraste topográfico, ya que a partir de la porción media, se presenta un escarpe (erosivo-litológico), donde se identifica la menor amplitud.

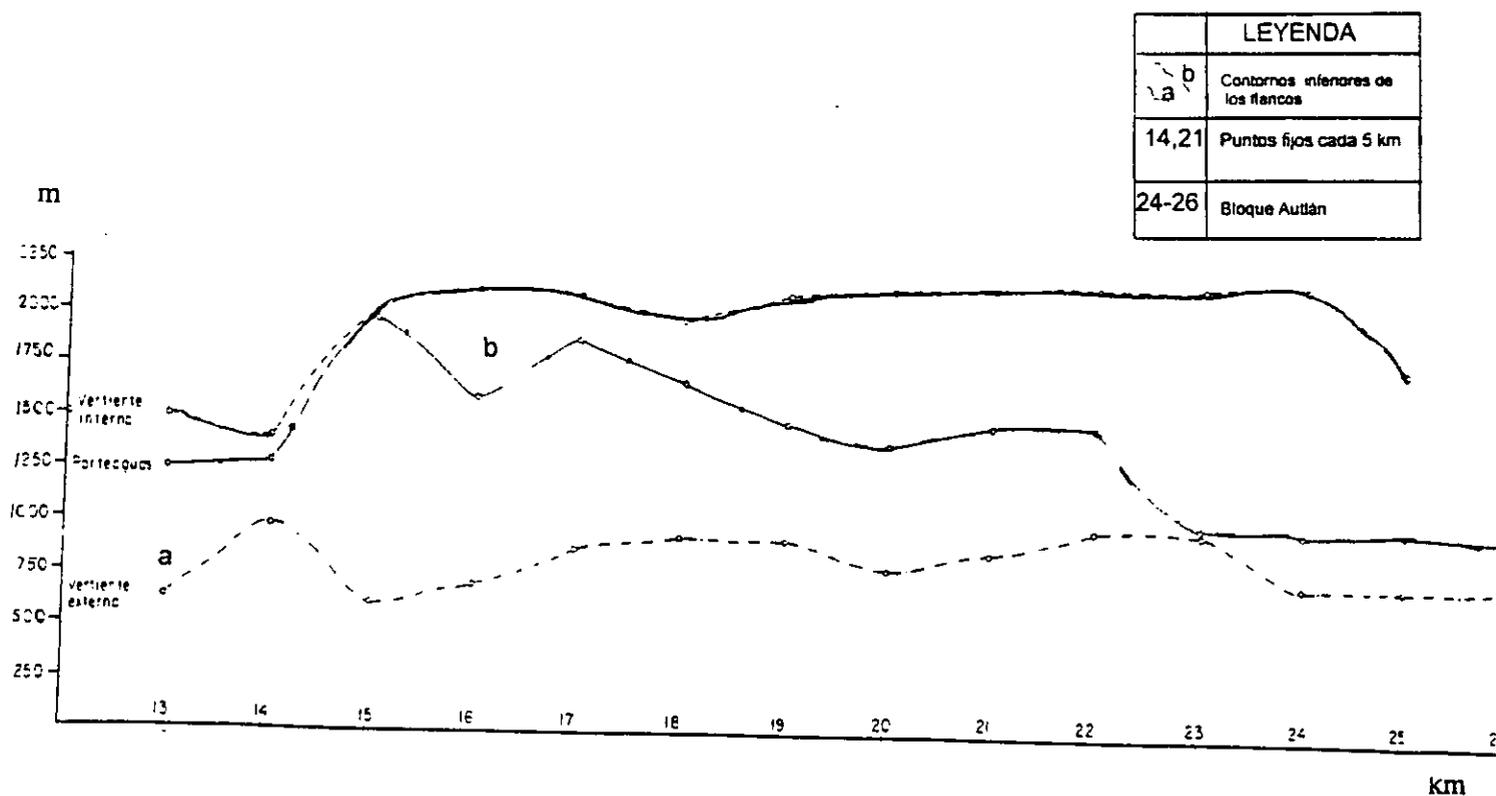


Fig. 23 Amplitud del relieve de la Sierra de Cacoma mostrada en perfil longitudinal por el desnivel entre el parteaguas y el contorno inferior de los flancos

El flanco interno que forma la superficie mesiforme de la sierra, tiene una anchura media de 12 km, mientras que el externo es estrecho, con sólo 6.7 km, con lo cual se destaca la morfología asimétrica (tabla1).

Hacia la parte central de éste flanco, donde se presenta el escarpe mixto, la anchura del flanco se reduce hasta 3.5 km, contraste del relieve que se asocia con el cambio de rumbo al SSW del eje de las estructuras (Fig. 24, punto 20).

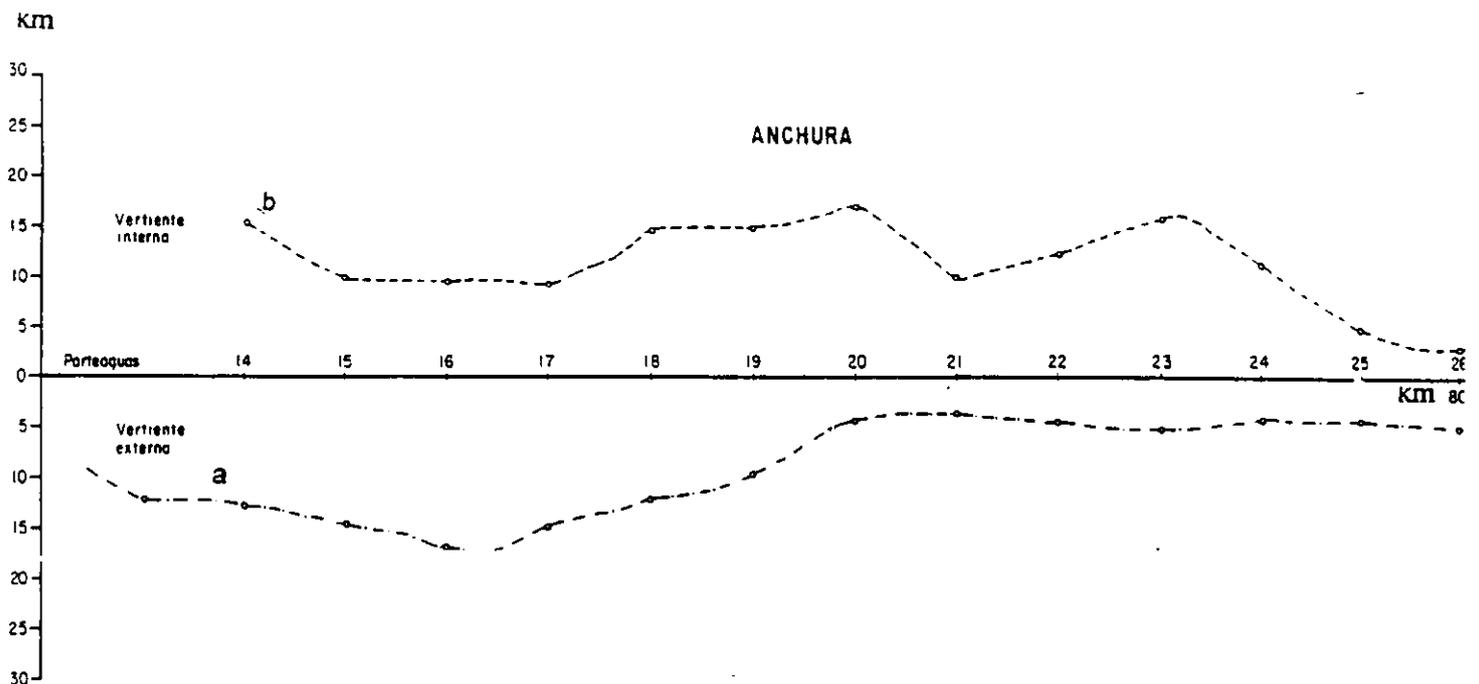


Fig. 24 Anchura de la Sierra de Cacoma mostrada en planta por la distancia horizontal entre el parteaguas y el contorno inferior de los flancos

Bloque Autlán

El bloque Autlán tiene su contorno inferior en el nivel de base (V. Autlán) a una altitud de 1000 m aproximadamente, con un desnivel medio de 500 m con referencia al parteaguas (1500). Mientras que el contorno inferior del flanco externo, identificado por el piso de premontaña se encuentra a una altitud de 750 m, lo que muestra una disposición más baja del flanco (Fig. 23).

Los datos anteriores muestran que el bloque Autlán también presenta una posición desigual en sus niveles de base, con un flanco interno más elevado y un flanco externo más bajo, al igual que en las mesoestructuras septentrionales. Sin embargo, se distingue debido a que el flanco interno cambia a una posición considerablemente más baja, con un desnivel aproximado de 500 m. En tanto, las estructuras premontañas sobre las cuales descansa el flanco externo, se identifican con una posición más elevada, en relación a las mesoestructuras mencionadas, lo que significa una relación de menor desnivel entre los flancos. A pesar de ello, sigue siendo mayor la amplitud del flanco externo (tabla 1).

Cabe señalar los valores escasos de amplitud del relieve de Autlán, como resultado de que el bloque es la porción más deprimida de toda la CM.

El flanco externo tiene un relieve escarpado con anchura de 3.7 km (Fig. 24). En cambio, la del interno es de 5.0 km. Este flanco es más ancho, debido a que está ocupado por la superficie de una meseta. El bloque queda bien diferenciado por los valores de significativa menor anchura, con respecto a las mesoestructuras positivas que lo limitan.

Mesobloque Sierra Manantlán (SM)

La Sierra de Manantlán se distingue por la inversión en la disposición de flancos ya que el interno, presenta la posición más baja que señala el contraste del relieve, en comparación con las mesoestructuras septentrionales (tabla1). En cambio, el flanco externo muestra una disposición de mayor levantamiento, debido a que la premontaña que lo limita ocupa la posición altitudinal mayor (1350 m) de toda la CM, lo que se refleja en los valores de escasa amplitud.

La disposición anómala altitudinal de los flancos, denota un basculamiento del interno que a su vez presupone el hundimiento del relieve.

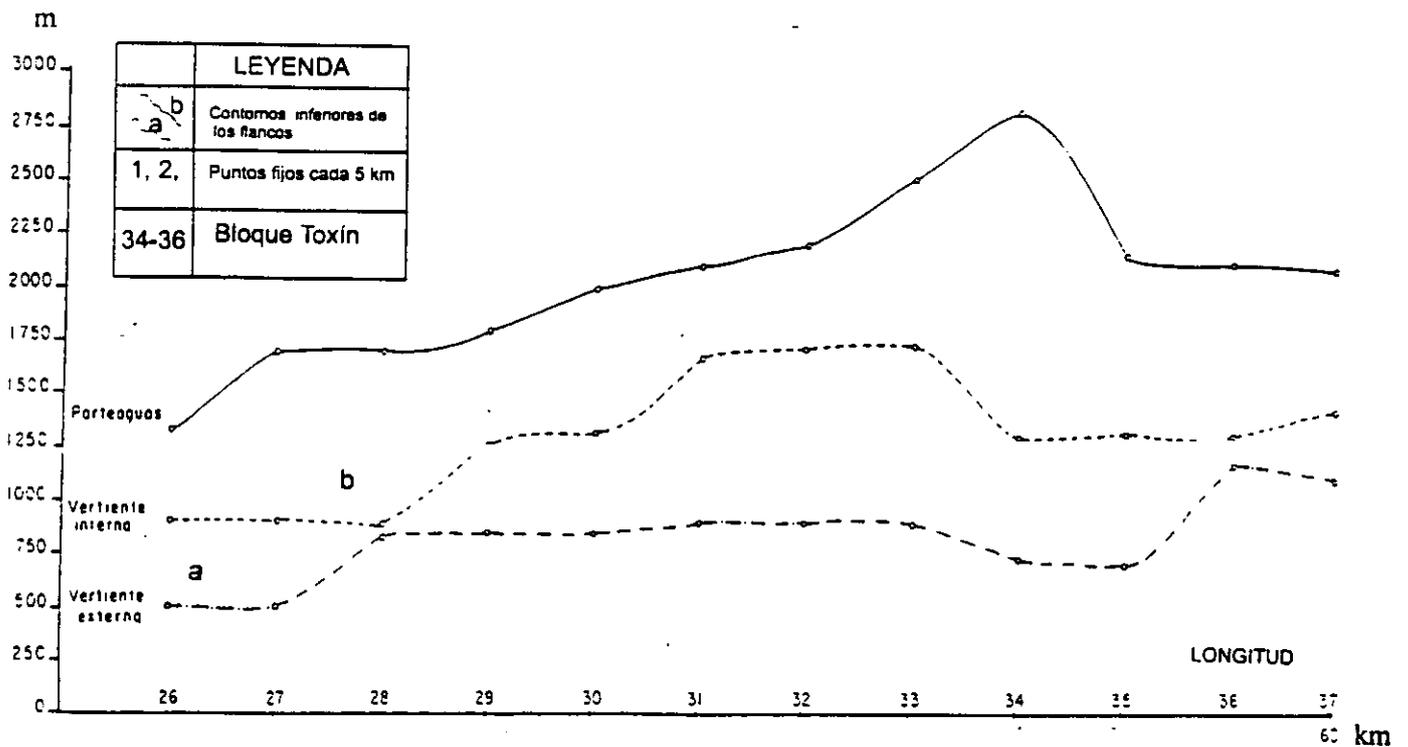


Fig.25 Amplitud del relieve de la Sierra Manantlán mostrada en perfil longitudinal por el desnivel entre el parteaguas y el contono inferior de los flancos

De acuerdo con las mediciones de anchura, el mesobloque de Manantlán se caracteriza por una relación mayor de asimetría de toda la CM, definida por un flanco externo aproximadamente 5 veces más estrecho que el interno (tabla 1). En este mesobloque se presenta la morfología más escarpada de todo el flanco externo de la CM (3.7 km).

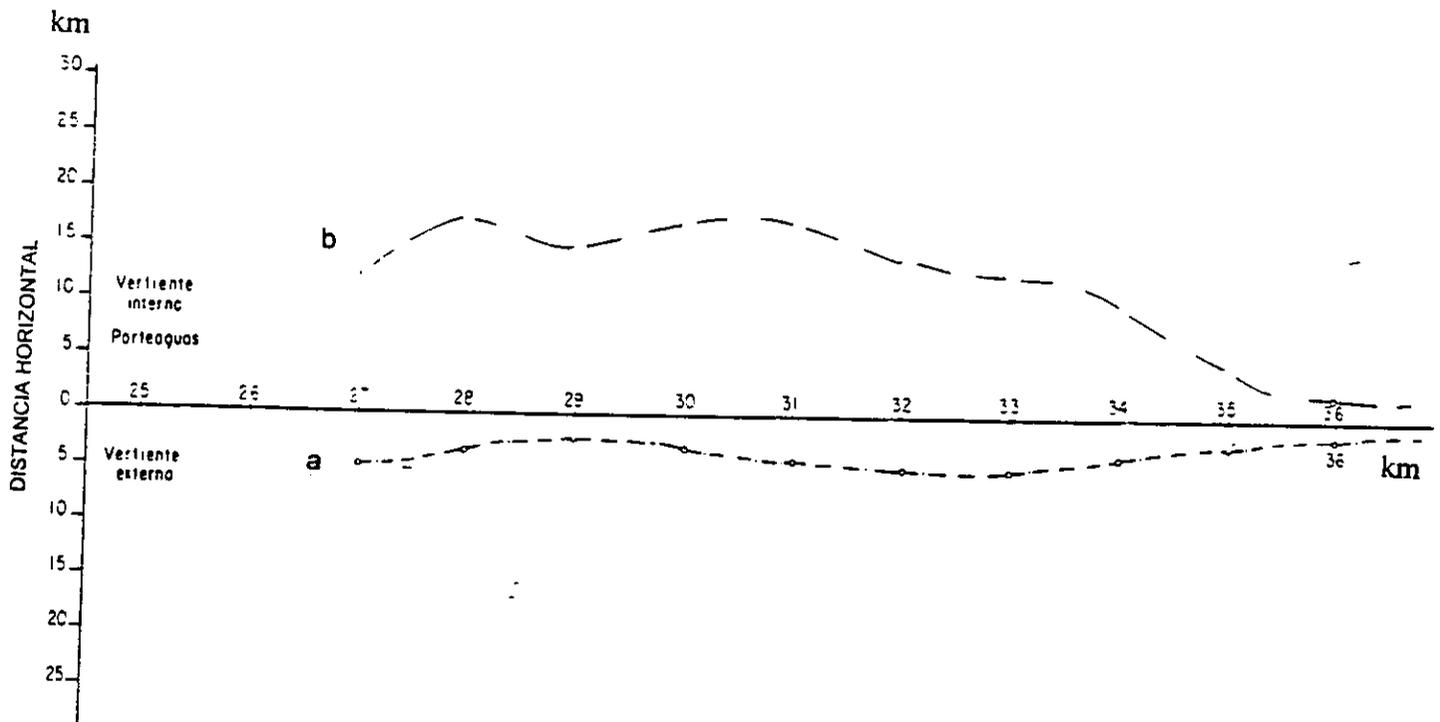


Fig. 26 Anchura de la Sierra Manantlán mostrada en planta por las medidas de distancia horizontal entre el parteaguas y el contorno inferior de los flancos.

Mesobloque Cerro Grande (CG)

El flanco interno de Cerro Grande se delimita por el nivel de base a los 733 m de altitud media. Mientras que en el flanco externo el contorno inferior se establece a 780 m, situados sobre un basamento de estructuras orográficas adyacentes más bajas (premontaña).

En Cerro Grande, al igual que en la Sierra de Manantlán, el nivel de base de los flancos también presentan la posición más baja en el flanco interno, (a diferencia de las mesoestructuras más septentrionales), lo que evidencia su basculamiento (tabla 1).

Posiblemente esta inversión de la posición de los niveles de base (así como en la Sierra de Manantlán) está en relación con la actividad tectónica de Autlán, bloque adyacente hundido de dirección NW-SE.

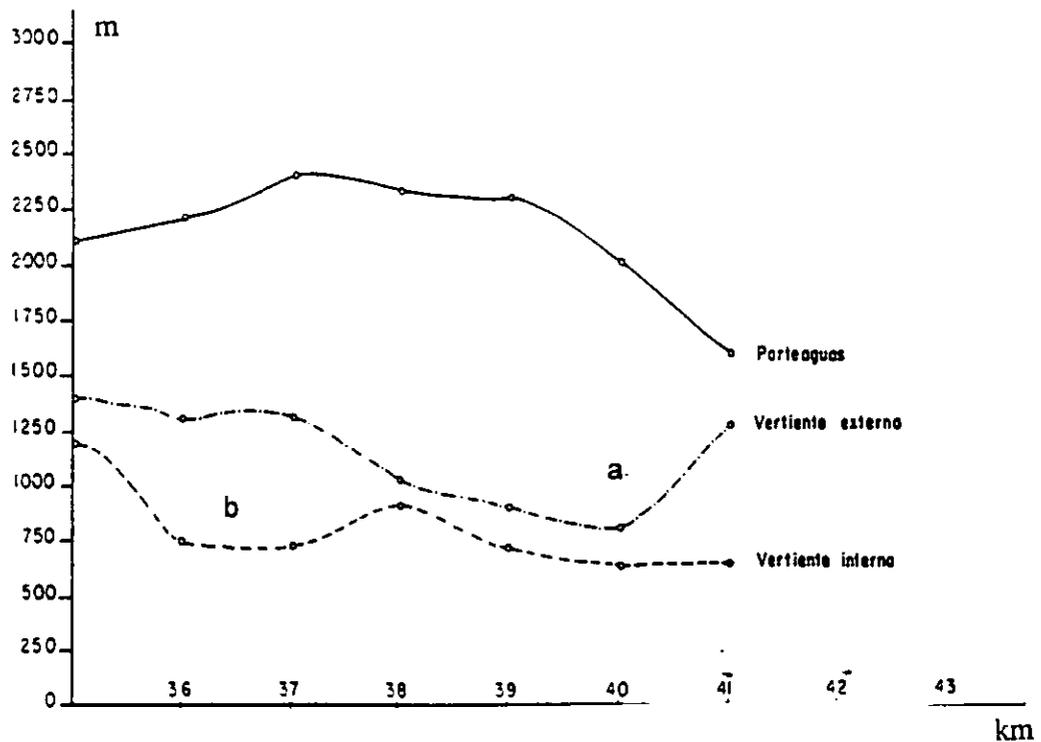


Fig.27 Amplitud de Cerro Grande mostrada en perfil longitudinal por el desnivel entre el parteaguas y el contorno inferior de los flancos

Por las medidas de anchura de Cerro Grande, el arreglo horizontal de los flancos concuerda con el de una estructura plegada de tipo braquianticlinal (encofrado o de caja), identificado por un arreglo casi simétrico. Ambos flancos presentan una anchura aproximada de 720 m (tabla1).

La explicación de este arreglo casi simétrico, en términos geomorfológicos, se halla en la estructura tabular de calizas horizontales que buzcan con más de 30° a uno y otro lado del eje y se distribuyen en forma semejante.

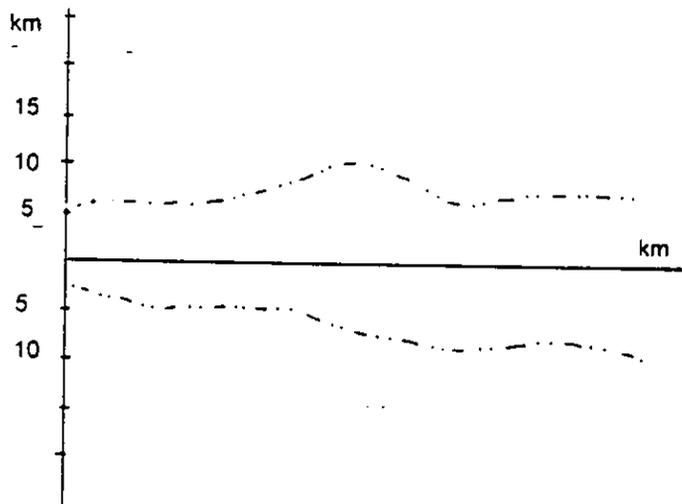


Fig. 28 Anchura de Cerro Grande mostrada en planta por las medidas de distancia horizontal entre el parteaguas y el contorno inferior de los flancos

Características principales de los contrastes de la CM a partir de las mediciones de amplitud y anchura del relieve

Las mediciones de amplitud del relieve mostradas en la tabla 1, permitieron caracterizar la asimetría de los flancos montañosos, como resultado de la posición desigual de los niveles de base. En el flanco externo, el nivel de base de la CM se localiza a una altura de 500 msnmm, mientras que en el interno sobre los 1000 m. Esta posición desigual origina

AMPLITUD Y ANCHURA DEL RELIEVE DE LA CM							
MESO-BLOQUES	FLANCO EXTERNO			FLANCO INTERNO			
	AMPLITUD Km	ANCHURA Km	CONTORNOS INFERIORES (msnm)	PARTEAGS. (msnm)	AMPLITUD km	ANCHURA km	CONTORNOS INFERIORES (mssnm)
NM	2,0	16,4	500	2485	1,6	16,4	888
SC	1.4	6,7	645	2100	0.600	12,8	1500
BA. AUTLÁN	0.750	4,3	750	1500	0.500	5,8	1000
SM	0.700	3,7	1300	2000	1,1	15,0	875
BT TOXÍN	0.700	1,6	1400	2100	1,1	3,3	1000
CG	0.780	7,2	1325	2125	1,4	7,2	733

Tabla 1.- Resumen de amplitud y anchura de la cadena montañosa, todos los valores registrados son el promedio de las medidas.

que el contorno inferior de los flancos presente mayor o menor desnivel con respecto al parteaguas.

-A partir de la parte media de la cadena montañosa, la amplitud del flanco externo se reduce considerablemente (3.3 km, tabla1) debido a que se presenta un escarpe estructural. En esta parte las estructuras premontañosas se localizan con una posición altitudinal más alta en contacto litológico con el escarpe.

-Se identifica un cambio anómalo en el nivel de base del flanco interno marcado por una posición 500 m más baja en los mesobloques meridionales (tabla 1). Este contraste del relieve tiene lugar a partir del cambio de rumbo al SSE del eje orográfico principal, intersectado por el lineamiento disyuntivo regional de dirección NW-SE, aquí denominado "Autlán".

-El lineamiento Autlán constituye el umbral que limita la parte centro-septentrional levantada y la parte centro-meridional deprimida (Fig. 29). Se trata de la fosa tectónica denominada en este trabajo "Autlán-El Grullo", correspondiente al nivel de base de los mesobloques meridionales.

-La fosa es una depresión longitudinal que se alarga más o menos 70 km con una dirección NW-SE, situada entre las estribaciones meridionales señaladas de la CM y las elevaciones volcánicas pertenecientes a la Sierra de Quila y el volcán El Huehuentón (Fig.29). En esta parte los límites tectónicos se establecen por la falla de Zacualpan y en la parte meridional deprimida de la CM por la falla Armería. Limita al oeste por el lineamiento Autlán y su margen oriental se identifica en el Volcán de Colima (Fig. 29).

La diferenciación morfotectónica de la fosa reveló una dinámica distensiva regional a través de los rasgos que se expresan en el relieve:

- El cambio anómalo en los niveles de base del flanco interno indica una inversión en el gradiente topográfico de mayor altitud conforme se interna al continente. La anomalía está señalada por una relación de altitudes inversamente proporcionales, conforme aumenta la distancia de la CM a la línea de costa (tabla1).

- Se evidencia el basculamiento del flanco interno en los mesobloques meridionales, bordeados por el lineamiento disyuntivo regional de dirección NW-SE, ocupado por el Río Armería.
- Las fallas longitudinales que delimitan la fosa, evidencian una actividad reciente por la expresión geomorfológica de facetas trapezoidales. Asimismo, se corrobora en los flujos de detritos localizados en la base del mesobloque meridional y en los niveles de terraza aún evidentes del río Armería.

Todos estos rasgos del relieve, evidentes a partir de la fosa intersectada en el límite activo del macrobloque Jalisco (Fig.29), permiten identificar una dinámica distensiva regional asociada a la hipotética ubicación de un nuevo punto triple de rift, dentro del macrobloque. La definición de este punto estaría señalada por los tres grábenes activos: de Colima, Sur de Sayula y por el de la fosa de Autlán-El grullo, los cuales convergen en un punto, emplazado por el Volcán de Colima (Fig. 29).

MODELO SOMBREADO DE MESOBLOQUES

LEYENDA

- Límite de mesobloques y bloques
- Línea de costa
- Macrobloque Jalisco
- Lineamientos regionales

0 km 50

Tesis de Licenciatura en Geografía
Guadalupe Zomera Rodríguez

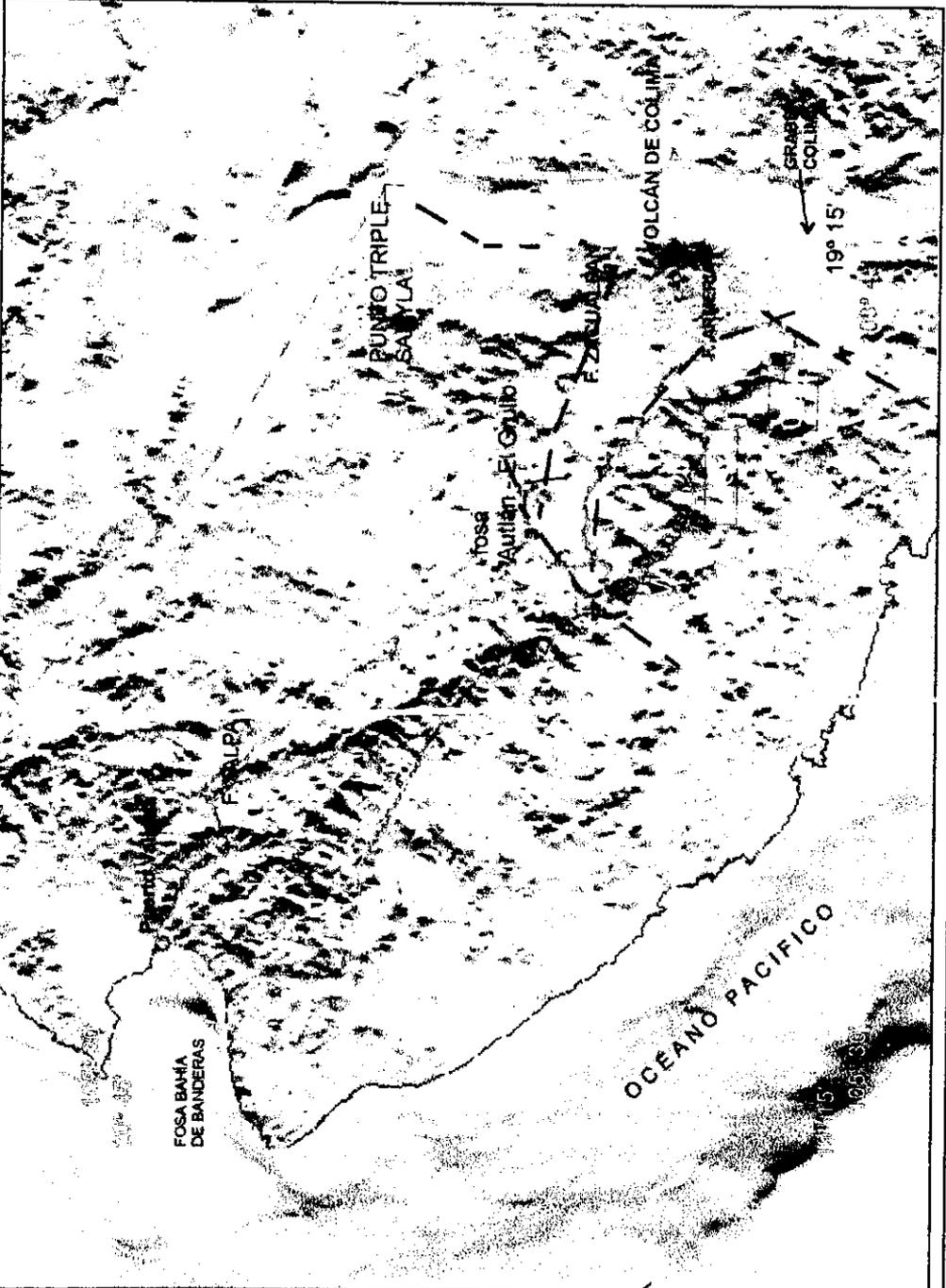


Fig. 29.- Modelo sombreado de lineamientos y estructuras regionales

VIII MORFODINAMICA

CIRCOS EROSIVOS

De acuerdo con Fouet y Pomerol (1982), los circos erosivos son una de las formas características que evidencian la intensa dinámica de las montañas. Su definición geomorfológica, es una forma cóncava del relieve, a manera de anfiteatro, con laderas empinadas, propias de algunas cabeceras fluviales. Se origina por erosión remontante y la acción fluvial-erosiva de pequeñas escorrentías que inciden en un canal principal (Lugo-Hubp 1989, Fig. 6).

El conjunto montañoso en estudio se caracteriza por circos erosivos, mismos que en gran medida determinan la morfología cumbre de las montañas.

El análisis morfométrico de las formas mencionadas, consistente en las mediciones de orientación, altitud, profundidad, y diámetro de cada circo, a partir de cartas topográficas, permitió, a su vez, establecer la distribución y variación de los procesos erosivos a lo largo del conjunto montañoso en cuestión, así como la caracterización de las laderas de las mesoestructuras por este tipo de formas.

El análisis realizado a los lados de la línea de parteaguas de la CM, permitió reconocer que los planos axiales de los circos se orientan preferencialmente al NE en el flanco interno o continental, y al SW en el flanco externo o marítimo. Altitudinalmente se disponen sobre un rango hipsográfico que varía de los 1600 a los 2800 m snmm, a una altura media de 2100 m. Con base en la totalidad de circos, se determinó que la mayor frecuencia tiene lugar en el flanco externo, porque en éste se presenta el 75, contra el 25% en flanco interno. Asimismo, el resultado de mayor erosión se refleja en el tamaño de las formas, puesto que son de mayor diámetro y de profundidad de disección en comparación con aquellos ubicados en el flanco interno. Estas características ponen de manifiesto la marcada asimetría de las vertientes por la actividad de las formas erosivas mencionadas. A partir de los resultados señalados se verifica que la mayor actividad de

los circos se presenta en el flanco externo, sin que por esto dejen de presentarse otras particularidades en cada montaña bloque.

Circos del Nudo Montañoso (NM)

En el nudo montañoso se reconocieron 63 circos erosivos, el 75% se localiza en el flanco externo y los 23 restantes (25%) en el flanco interno (Fig. 30). La mayoría de los circos del flanco externo presenta mayoritariamente una profundidad de 300 y 400 m de corte erosivo, con una media de 350 m. Sólo se observan dos con una profundidad superior a 400 m. En el flanco interno, en cambio, la profundidad media de la disección es de 200 m (Fig.30).

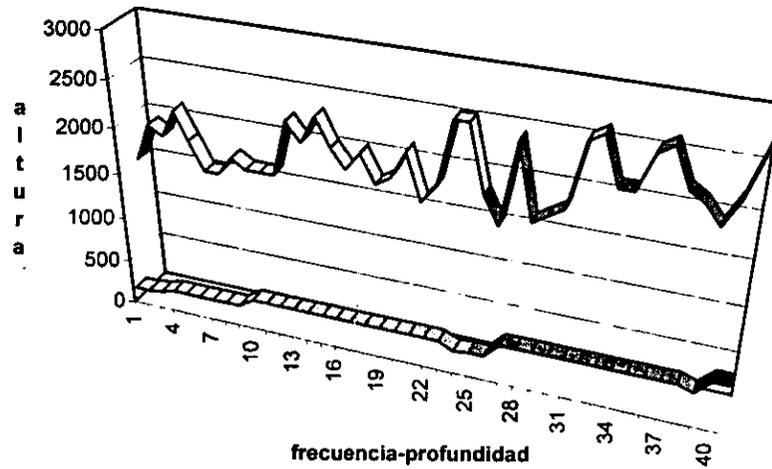
De acuerdo con su posición hipsográfica, los circos se distribuyen entre los 1800 m y 2600 m, con una altura media de 1900 (+-353) en el flanco externo y de 2000 (+-m 285) en el interno (Fig. 30). De acuerdo con el valor de desviación estándar altitudinal mayor del flanco externo, se deduce que están distribuidos de manera dispersa en mayor cantidad que en el flanco interno.

Así también, se encontró que los circos de mayor profundidad (400-500 m) se ubican en las elevaciones mayores del relieve. En el flanco interno se distribuyen a una altura media de 2205 m y en el externo a los 2060 m (Fig. 30). De ahí, se puede establecer la relación que a medida que se asciende en altura profundizan los circos.

En términos generales, la altitud media de los circos es mayor en el flanco interno, lo cual refleja elevaciones mayores. En contraste, en el flanco externo la distribución de los circos muestra elevaciones menores y puesto que presentan una dispersión altitudinal mayor; se puede señalar una mayor actividad denudativa en ese flanco.

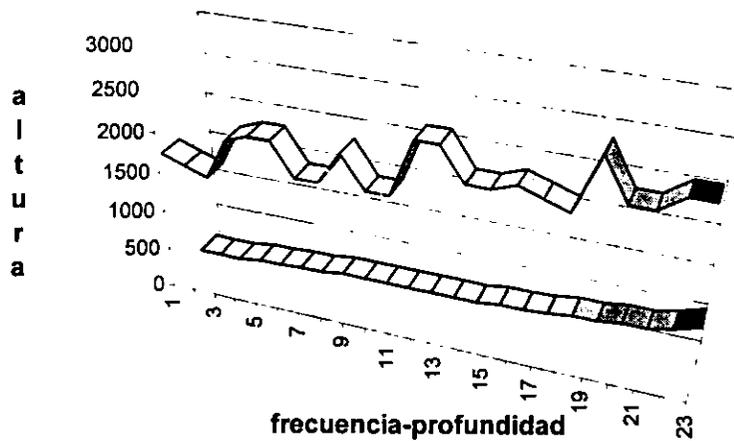
El diámetro refleja una semejanza de ambos flancos. La medición de los circos muestra diámetros de 250 y 1000 m, convencionalmente separados en intervalos cada 250 m (Fig.31). La mayoría de los circos, alrededor del 50% en el flanco externo y 60% en el interno, tienen un diámetro de 250 a 500 m. Los restantes en ambos flancos se distribuyen de manera heterogénea con diámetros de 500 y los 1000 m, razón que indica

NUDO MONTAÑOSO. FLANCO EXTERNO



	1		2	
	altura	profundidad	altura	profundidad
DEVST	353	93	333	63
MEDIA	1980	309	2100	370

NUDO MONTAÑOSO. FLANCO INTERNO



	1		2	
	altura	profundidad	altura	profundidad
DEVST	285	100	219	69,68
MEDIA	2000	227	2200	340,00

1. medidas para circos erosivos

2. medidas para circos erosivos con mayor profundidad de la disección

Fig. 30.- Distribución altitudinal y profundidad de la disección de los circos erosivos del Nudo Montañoso

LEYENDA	
PROFUNDIDAD EN METROS	
	500
	400
	300
	< 200

NOTA: Para las gráficas de altura vs profundidad, la série superior representa la distribución altitudinal de cada circo. En la inferior se indica la profundidad de la disección mediante tonalidades distintas, presentes en ambas séries.

una relación relativamente homogénea por tamaños, aunque sólo en el flanco externo, se presentan circos con diámetro superior a 1,000 m (Fig. 31 y 32).

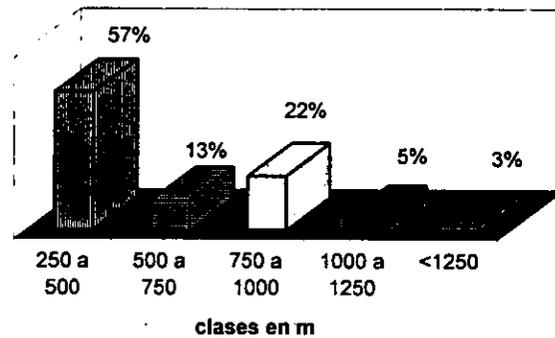


Fig. 31.- Diámetro de circos erosivos del nudo montañoso, flanco externo

Las figuras en grises corresponden a los porcentajes de circos erosivos que se agrupan por sus distintos diámetros (en m) en los flancos de los mesobloques.

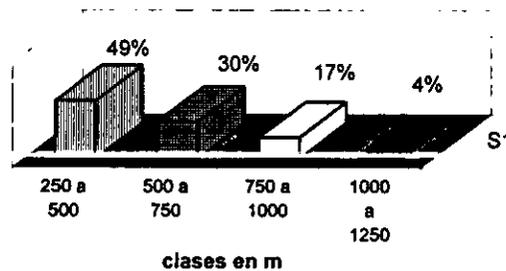


Fig. 32.- Diámetro de circos erosivos del nudo montañoso, flanco interno

Circos del mesobloque Sierra Cacoma (SC)

En el mesobloque de la Sierra Cacoma, el 90% de los circos localizados de un total de 69, se presentan en el flanco externo (Fig. 33). En éste se distribuyen de manera

homogénea a una altitud de 2100 m \pm 144 (Fig. 33), dispuestos sobre la ruptura de pendiente que limita la superficie denudatoria del mesobloque.

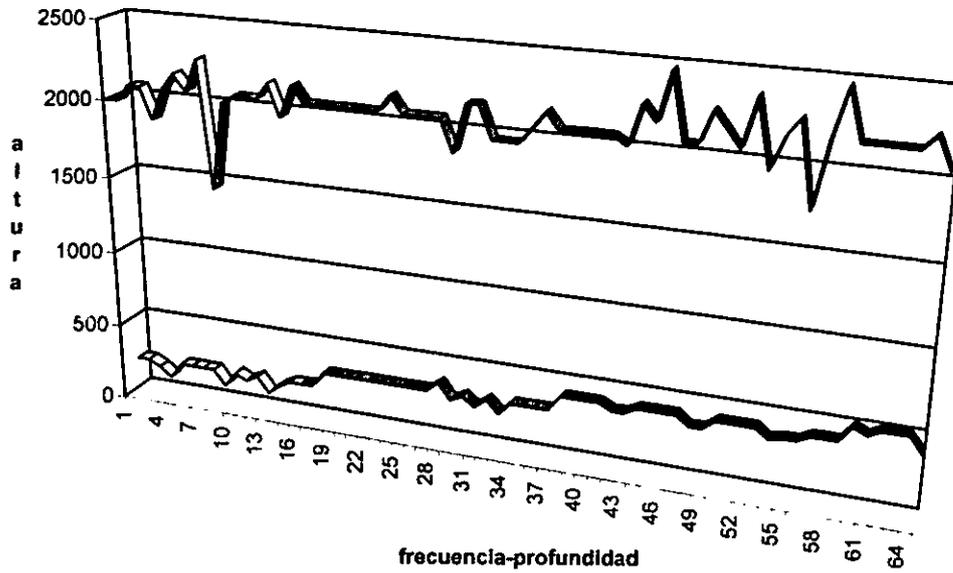
El corte erosivo en la mayoría de circos es de 300 y 400 m, con una profundidad media de 340 m. Aunque hay que señalar que un número significativo (8) presenta un corte erosivo de hasta 500 m y otro orden más numeroso que estos (13), tiene un corte entre 200 y 300 m de profundidad (Fig. 33), lo que pone en evidencia una variación del corte de la disección.

En el flanco interno se presenta sólo la décima parte de la totalidad de circos del mesobloque, con sólo ocho circos, los cuales se localizan a una altitud media de 2230 m (+214) y una profundidad media de 355 m.

Tales características reflejan una relación de marcada asimetría en el modelado de los flancos montañosos por los circos, misma que se establece como resultado del relieve mesiforme. En este mesobloque no existe propiamente un flanco interno, sino más bien, éste se extiende sobre la superficie denudatoria de laderas tendidas, y por tanto, de ausencia de procesos gravitacionales importantes. Los pocos circos localizados en el flanco interno, se presentan solamente en la porción meridional del mesobloque (Sierra Cacoma, Fig. 33), correspondiente a la zona de transición topográfica de articulación con el bloque más bajo (Autlán, Fig. 7). En esta porción, el parteaguas principal decrece altitudinalmente hasta alcanzar sus elevaciones menores, de ahí que los circos del flanco, se distribuyan de manera más heterogéa sobre esas altitudes (Fig 33).

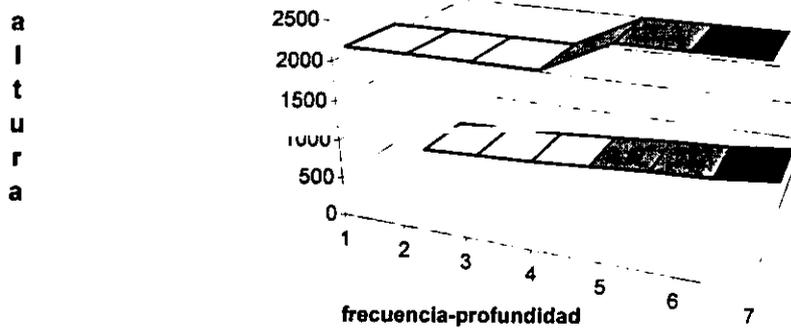
De acuerdo con los diámetros, en el mesobloque de la Sierra Cacoma se presentan los mayores circos, con anchuras de 250 m hasta 1500 m (Fig. 34). Dentro de estas categorías, el 54% de las formas erosivas del flanco externo presenta un diámetro entre 250 m y 500 m. El 46% restante se distribuye indistintamente en las clases que varían de 500 hasta 1500 m (Fig. 34), sin llegar a agrupar una clase preferencial. La mayor parte (49%, Fig. 35) de los pocos circos del flanco interno, presenta un diámetro de 500 a 750 m. Mientras el 38% corresponde a la clase de 250 a 500 m y el 13% tiene un diámetro inferior a 1000 m. La amplitud de los diámetros de los circos del mesobloque, indica probablemente un estado de relativa estabilidad del relieve, en el cual los procesos denudativos han perdurado por mayor tiempo modelando el anfiteatro.

MESOBLOQUE SC. FLANCO EXTERNO



	1		2	
	altura	profundidad	altura	profundidad
DEVST	144	81	126	66
MEDIA	2124	300	2100	360

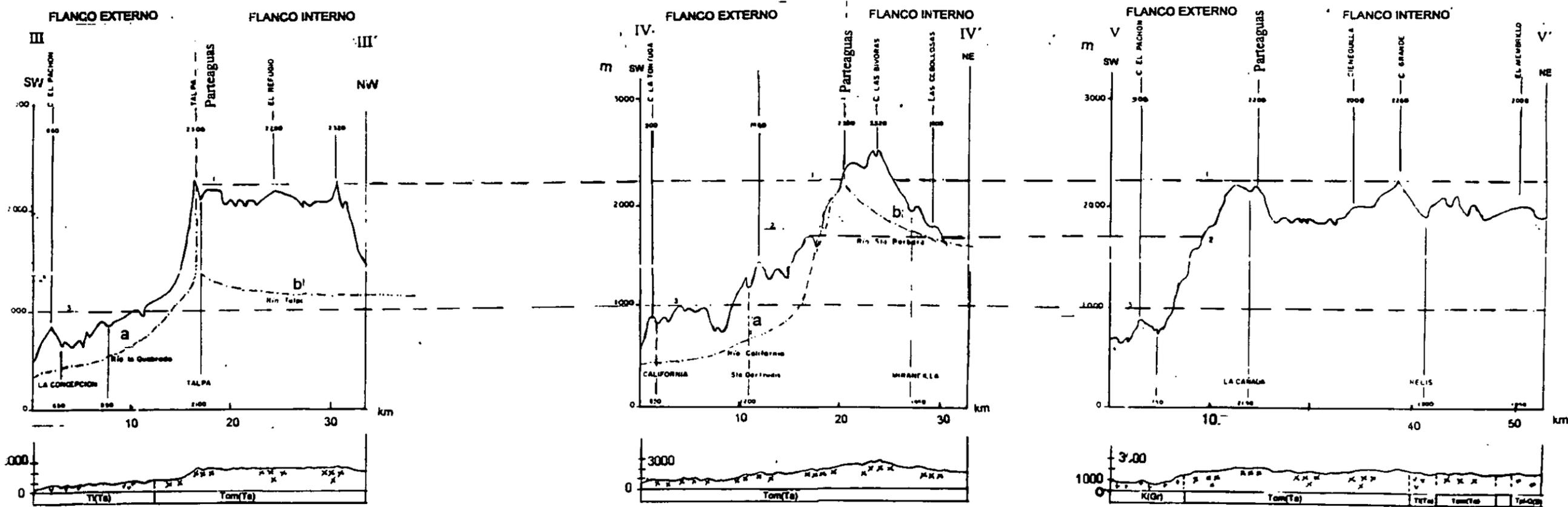
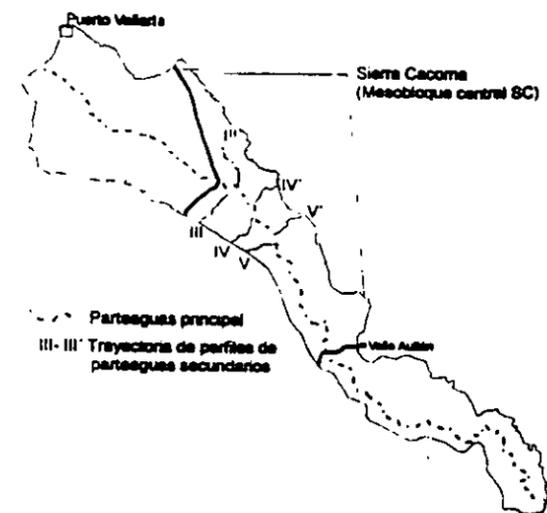
MESOBLOQUE SC. FLANCO INTERNO



	1		2	
	altura	profundidad	altura	profundidad
DESVST.	203	120	0	59
MEDIANA	2200	250	2500	320

1. medidas para circos erosivos
2. medidas para circos erosivos con mayor profundidad de la disección

Fig. 30.-Distribución altitudinal y profundidad de la disección de los circos erosivos del Mesobloque :



LEYENDA GEOLÓGICA	
Q (al)	Sedimentos aluviales
Tpl-Q(B)	Basalto (Plio-Cuaternalio)
Tom(Ta)	Ignimbritas no lítico-nodulíticas (Terciario Oligoceno-Mioceno)
Ti (A)	Tobas andesíticas (Terciario Inferior)
K(Gr)	Granitos, granodioritas (Cretácico)
Cz	Calizas (Cretácico Inferior)

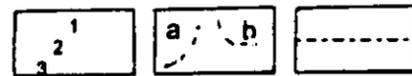


Fig.11.-Perfiles geomorfológicos transversales. III, IV,V, Mesobloque SC. III y V. morfología de la superficie de denudación). 1 pisos altitudinales, 2 perfiles longitudinales de valles principales, 3 líneas correlativas de pisos altitudinales

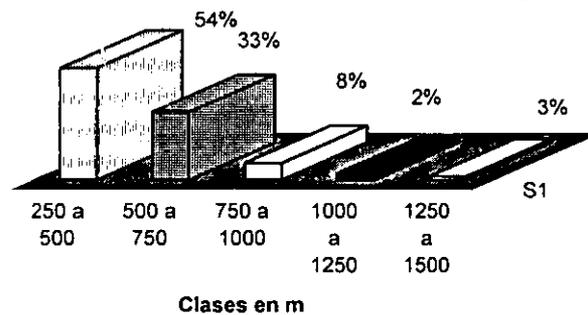


Fig. 34.- Diámetro de circos erosivos de la Sierra Cacoma, flanco externo

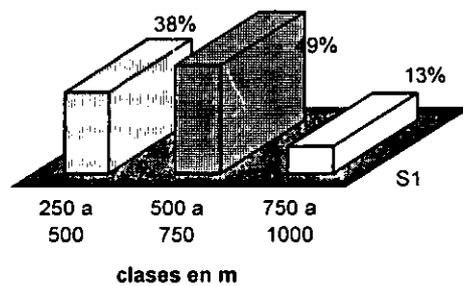
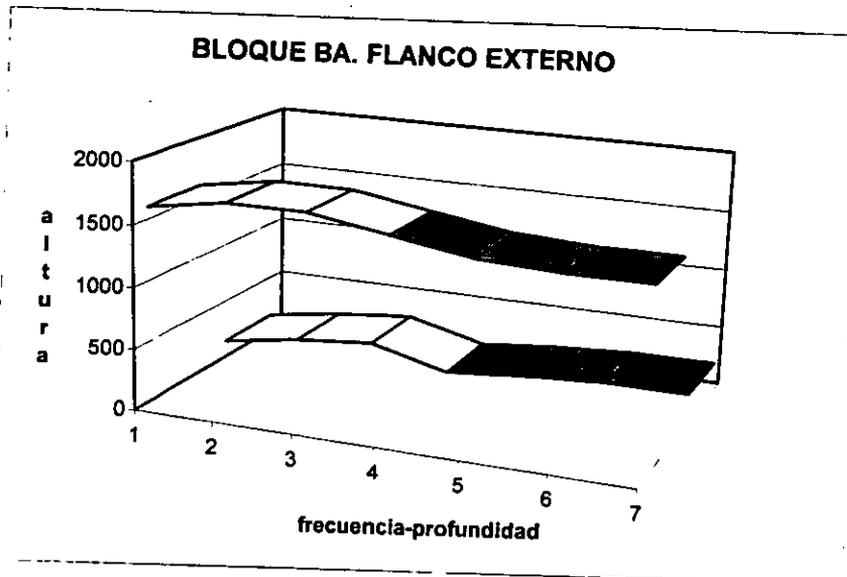


Fig. 35.- Diámetro de circos erosivos de la Sierra Cacoma, flanco interno

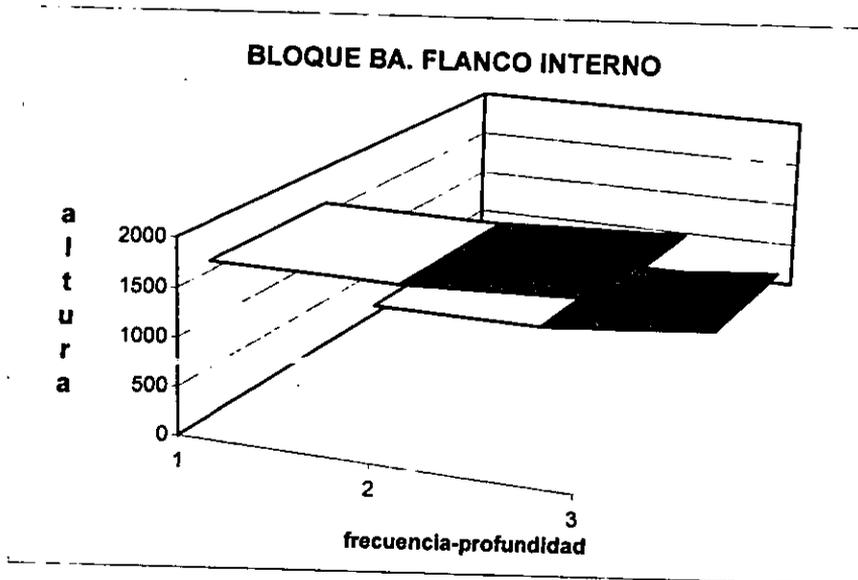
En las figuras anteriores se puede observar que la mayor variación de tamaño (por su diámetro) de los circos, particularmente en la vertiente externa, refleja el dominio mayor con que se ejerce la erosión, en comparación con el flanco interno, así como con el resto de la superficie cumbre del conjunto montañoso.

Circos erosivos del Bloque Autlán (BA)

En esta pequeña meseta se presentan solamente ocho circos, seis el flanco externo y dos en el interno. Altitudinalmente se distribuyen de manera homogénea en ambos flancos a una altitud media de 1600 m. En el flanco externo los circos presentan una profundidad media de disección de 210 m. En el flanco interno el corte es de 100 m y refleja el mínimo desarrollo de la erosión (Fig. 36). Se puede decir que los procesos erosivos de este flanco son insignificantes y lo señalan como la porción del relieve



	altura	profundidad
DEVST	97	63
MEDIA	1600	220



	altura	profundidad
DEVST	71	141
MEDIANA	1600	167

***En este bloque no se presenta diferenciación notoria de circos más profundos**

Fig.36 Distribución altitudinal y profundidad de la disección de circos erosivos del Bloque Autlán

cumbral con menor denudación de este tipo. El mínimo desarrollo de los circos está asociado al escaso gradiente altitudinal, puesto que el flanco interno constituye la parte más baja de toda la CM, con tan solo un desnivel medio de 500 m entre el nivel base con el parteaguas.

El menor desarrollo de los circos también se refleja en la dimensión de los diámetros. Los circos más grandes alcanzan un diámetro de hasta 750 m y se presentan en la vertiente externa (Fig. 37). En el flanco interno el diámetro de los dos circos encontrados es menor a 500 m (Fig. 38).

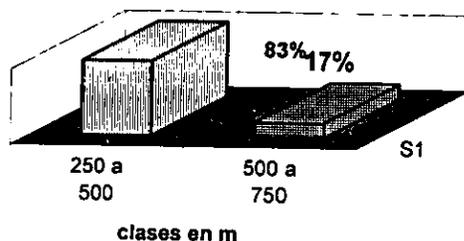


Fig. 37.- Diámetro de circos erosivos del Bloque Autlán, flanco externo

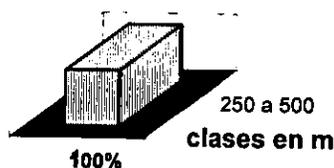
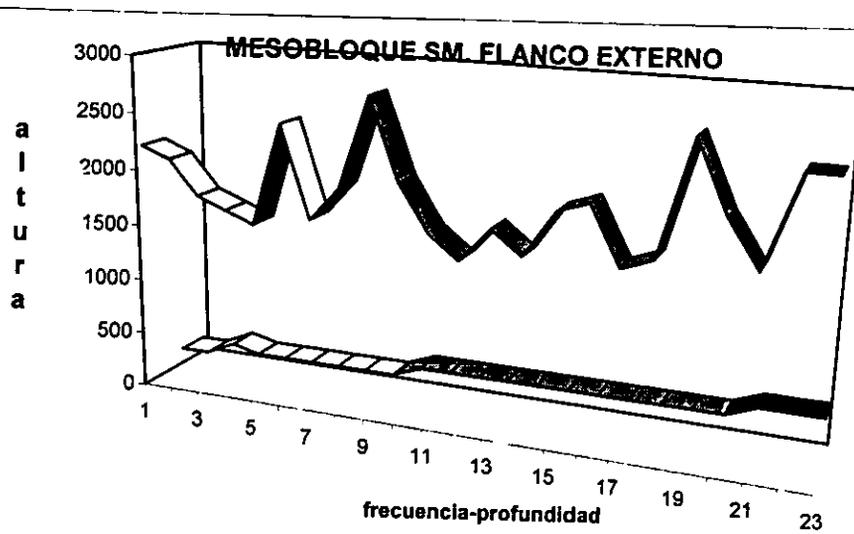


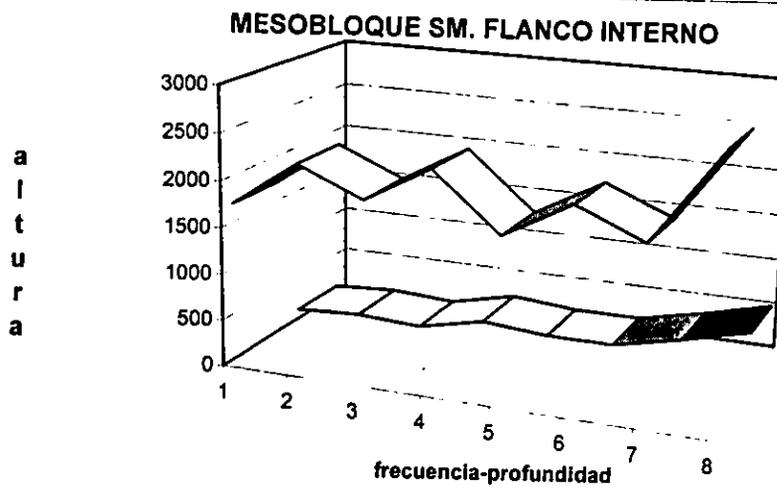
Fig. 38.- Diámetro de circos erosivos del Bloque Autlán, flanco interno

Circos de la Sierra Manantlán (SM)

En el mesobloque de la Sierra Manantlán, la mayor actividad erosiva también se refleja en el flanco externo, en la presencia de circos. En ese flanco se localizan 23 de los 31 circos de la sierra (Fig. 39) y en términos comparativos representan el 75%. Los ocho



	1		2	
	altura	profundidad	altura	profundidad
DEVST	383	75	425	52
MEDIA	2000	271	1971	321



	1		2	
	altura	profundidad	altura	profundidad
DEVST	374	140	0	127
MEDIA	2063	238	2800	450

1. medidas para circos erosivos en general
2. medidas para circos erosivos con mayor profundidad de la disección.

Fig. 39.- Distribución altitudinal y profundidad de la disección de circos erosivos. La leyenda se muestra en la figura 30

circos del flanco interno tienen un corte medio de la disección de 240 m y en el externo es de 270 m, ligeramente mayor.

Altitudinalmente se distribuyen de los 1600 m hasta 2800 msnmm, a una altitud media de 2,000 m (+382) en el externo y a los 2,063 m (+- 273) en el flanco interno. Estos valores indican la variación más amplia altitudinal de toda la CM, como reflejo de la forma escalonada del mesobloque. Asimismo, los valores de dispersión mayor del flanco externo guardan una estrecha relación con la mayor erosión del relieve por la frecuencia de las formas erosivas (Fig.39).

También en este mesobloque se observó que aquellos circos con mayor profundidad de disección (400-500 m) correspondieron a elevaciones mayores, según su media altitudinal (Fig. 39). En el flanco externo se presentan a una altitud media de 2000 m y en el interno a los 2800 m.

De acuerdo con los diámetros, la clase más representativa del mesobloque comprende valores en circos entre 250 a 500 m. En el flanco externo representa el 61% y en el interno el 50%. En éste, el 50% restante de los circos, presenta un diámetro perteneciente a la clase superior, a 500 y 750 m.

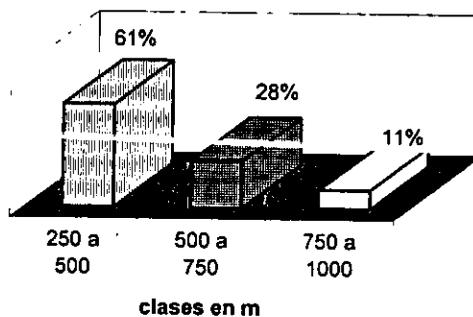


Fig. 40.- Diámetro de circos erosivos de la Sierra Manantlán, flanco externo

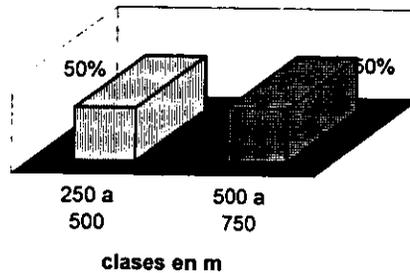


Fig. 41.- Diámetro de circos erosivos de la Sierra Manantlán, flanco interno

En cambio, en el flanco externo el intervalo de circos con ese diámetro representa sólo al 28%. Asimismo, se localizan los circos mayores con un diámetro de hasta 100 m (Fig. 40 y 41)

Distribución de los circos sobre el relieve de la CM

Las mediciones de circos realizadas a lo largo del parteaguas mostraron que la mayoría presenta profundidad entre 300 y 400 m, diámetro entre 250 y 500 m y una dirección preferencial SW en la vertiente externa y NE en la interna. Sin embargo, se verifica que las laderas externas son afectadas con mayor intensidad por los procesos erosivos. En el flanco externo, además de presentarse la mayor frecuencia de circos, se reconocen los de mayor tamaño en diámetro y profundidad, en comparación con el flanco interno.

Los valores de dispersión altitudinal de los circos permiten establecer que éstos se distribuyen de manera muy semejante entre ambos flancos (Figs. 30,33, 36,39), lo cual se refleja en los valores de dispersión. Aunque esos valores son mayores en el flanco externo, lo que puede relacionarse con una mayor actividad de la erosión del flanco.

A nivel de mesobloques la mayor asimetría de los flancos montañosos por la frecuencia de circos erosivos se presenta en el semipilar estructural correspondiente al mesobloque central SC. En éste se establece la mayor concentración y desarrollo de circos, de toda la CM, en particular en el flanco externo. En dicho flanco los circos se distribuyen de manera muy homogénea a una altitud de 2100 m. Su disposición, si bien es el resultado de la morfología mesiforme, podría reflejar sobre todo, el control tectónico del relieve en la

formación de escarpes del flanco externo, a partir de lo cual se desencadenan los procesos gravitacionales. Asimismo, por la profundidad de los circos se pone de manifiesto que la disección vertical es muy homogénea, en particular en este mesobloque, pero asimismo, de manera más o menos semejante para toda la CM en su flanco externo, lo cual puede relacionarse con la actividad de fallas que limitan la base de dicho flanco.

La relación menos asimétrica de los flancos montañosos por la concentración, desarrollo y distribución altitudinal de los circos se identifica en el Nudo Montañoso como probable resultado de la estructura cupular radial concéntrica del mesobloque.

El número de circos refleja los procesos gravitacionales más importantes de la CM, después del mesobloque central (SC), y a su vez lo destacan del resto de los mesobloques mencionados por presentar la relación de mayor homogeneidad asociada a una inestabilidad uniforme de sus flancos.

La ausencia de circos erosivos en el mesobloque de Cerro Grande se explica en la estructura plegada braquianticlinal, misma que no presenta una superficie divisoria de cumbres, más bien el tipo de plegamiento de estructura reciente, como es el caso, verifica eventos de disección fluvial que ceden al desarrollo del relieve cárstico superficial.

DISTRIBUCIÓN CLIMÁTICA Y CUBIERTA VEGETAL

El área en estudio (CM) queda situada dentro de la zona climática subhúmeda (García, 1988), y en la cual, como se había mencionado, se presentan climas cálidos adyacentes a la costa, así como semicálidos y templados en la parte montañosa. Las temperaturas mayores anuales alcanzan 26° C en las partes bajas; mientras que en las cumbres más altas de la CM, se presentan temperaturas mínimas medias de 12°C. Las precipitaciones son mayores en la parte cercana al mar (Sierra Tuito-Cuale, Fig. 42, 43), con 2500 mm anuales. Mientras que en la parte interior de la CM, en particular en el flanco de sotavento, se presentan precipitaciones de 800 mm anuales. Dentro de la diversidad climática mencionada, la vegetación propia que se establece en la CM, corresponde a la región florística Mesoamericana de Montaña (Rzedowky, J 1966), e incluye asociaciones boscosas de coníferas, encinares y asociaciones mesófilas de montaña. Este tipo de bosques son los más representativos de los climas templados de las sierras del país. También se encuentran, en menor extensión, formaciones vegetales características de la vertiente pacífica, como lo son la selva baja caducifolia y selva mediana subcaducifolia (INEGI, 1982), mismas que se extienden en forma de franja paralela a la planicie costera desde Sinaloa hasta Chiapas y a menudo se encuentran en contacto casi directo con el mar.

En este marco general, el clima de una región, cuando se trata de un ámbito de montaña se encuentra influido por el relieve, pues éste lo modifica sea por altitud, exposición, grado de pendientes y por la propia orografía con respecto a las montañas circundantes (Sánchez Navarro, 1991). En la presente sección se analiza la orografía y la relación con el clima y la cubierta vegetal, pero se enfoca al efecto de la asimetría y orientación de los flancos. En particular, lo anterior se aborda a través del estudio de los pisos climáticos y vegetales de la CM.

La asimetría y orientación de los flancos montañosos con la posición de los pisos climáticos y vegetales.

PISOS CLIMÁTICOS

Flanco interno (de sotavento)

Piso templado (Cw2).- El clima templado corresponde al piso altitudinal más alto, por lo que cubre toda la superficie cumbral y porción superior de este flanco (perfiles I-VI). Se establece sobre altitudes de 2000 y 2800 m. Se caracteriza por temperaturas inferiores a 18° C y precipitaciones que varían de 1000 a 1200 mm anuales, aunque en la parte noroccidental, cercana al mar se presenta un claro dominio húmedo, con las precipitaciones mayores (1500 mm). En esta parte, se establecen condiciones propias para bosques de pino, mientras que el resto del dominio templado se distingue con bosques de pino-encino (Fig 42 y 43).

Piso semicálido (A(C)w1).- Corresponde al piso inferior que se distribuye a partir de los 1500 m y hasta los 2000 m. Se presenta con temperatura entre 18° y 22° C y condiciones intermedias de humedad, con precipitación entre 1000 y 1200 mm anuales, salvo en la zona cercana a la costa de dominio húmedo, donde es de 1500 mm, (Fig. 42 y 43). En general, el piso semicálido tiene una escasa presencia en el flanco de sotavento y se distingue con una vegetación de encino (Fig 43-IV), salvo en la zona de dominio húmedo, donde se presentan los bosques de pino-encino.

Flanco externo (de barlovento)

Piso templado (Cw2).- El clima templado correspondiente al piso climático superior tiene una menor manifestación en este flanco que en el interno o de sotavento (Fig. 43 y 44). Se presenta a una altitud superior a los 2000 m con temperatura menor a 18° y bajo condiciones de alta humedad (1200 a 1500 mm) que favorecen a los bosques de pino-encino (tabla 2).

Piso semicálido (A(C) w2).- Se distribuye de los 1000 a los 2000 m, con un tipo semicálido de mayor humedad A(C) w2 (Fig. 44 y 45), con precipitación de 1200 a 1500 mm anuales. Aunque en la parte de dominio húmedo, cercana a la costa (Fig. 42 perfil I, II), presenta la precipitación más alta de toda la CM (2500 mm). La temperatura media es inferior a 22°C y superior a 18° C y se extiende desde las partes más bajas del flanco hasta las elevaciones mayores. En la parte más húmeda se presentan los bosques de pino-encino. Mientras que en las partes centro-meridionales, correspondientes al flanco externo de la Sierra de Cacoma, Manantlán y Cerro Grande (perfiles III-X), donde las precipitaciones disminuyen (1500 a 1200 mm), el bosque mesófilo es el más

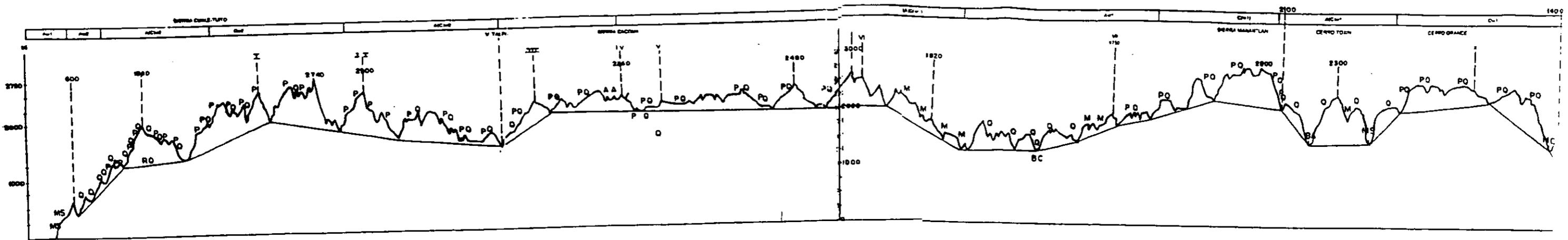
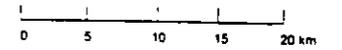


Fig 42 Distribución climática y de la cubierta vegetal, perfil longitudinal de la CM

La figura muestra en el perfil longitudinal de la CM la distribución altitudinal de las asociaciones boscosas de pino, abies, pino-encino mesófilo, encino, selva mediana y selva baja. El subtipo climático se señala en la cumbre superior. La simbología correspondiente se muestra en la tabla 2.



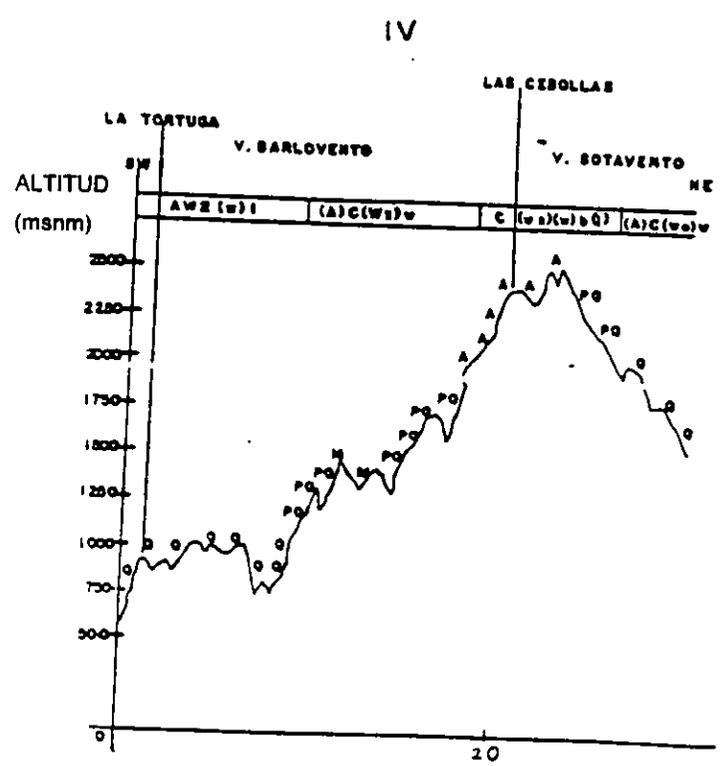
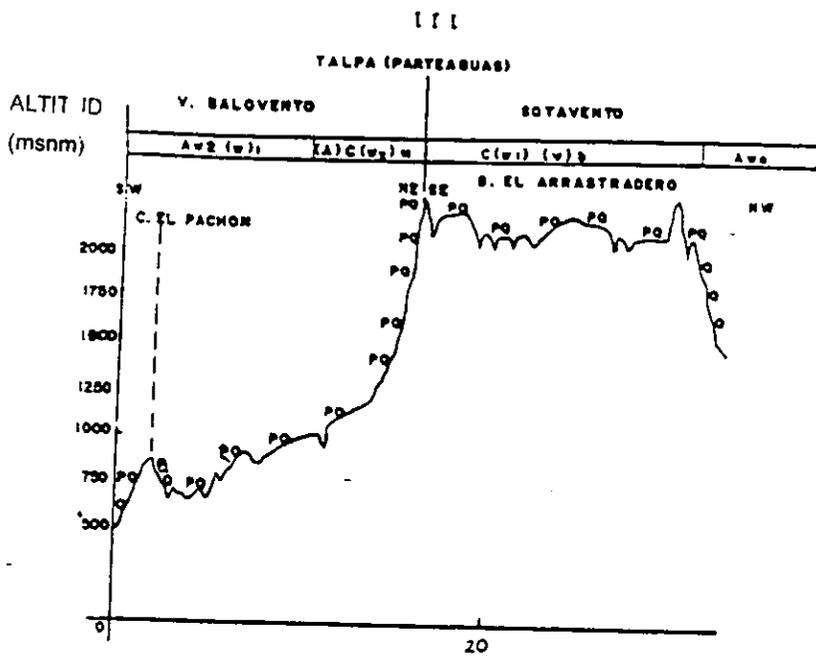


Fig. 44. Distribución climática y de la cubierta vegetal, perfiles III y IV.
(La explicación se encuentra en la figura 43)

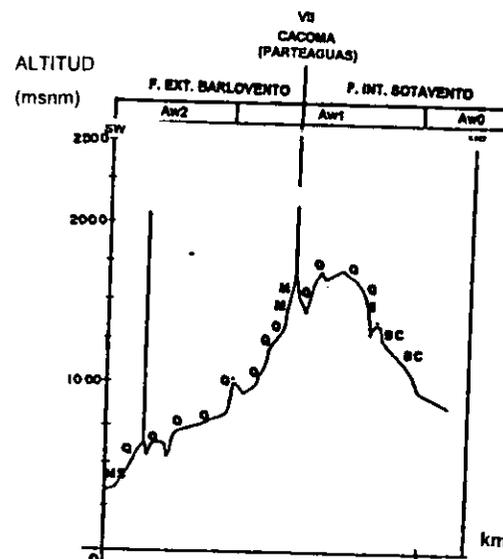
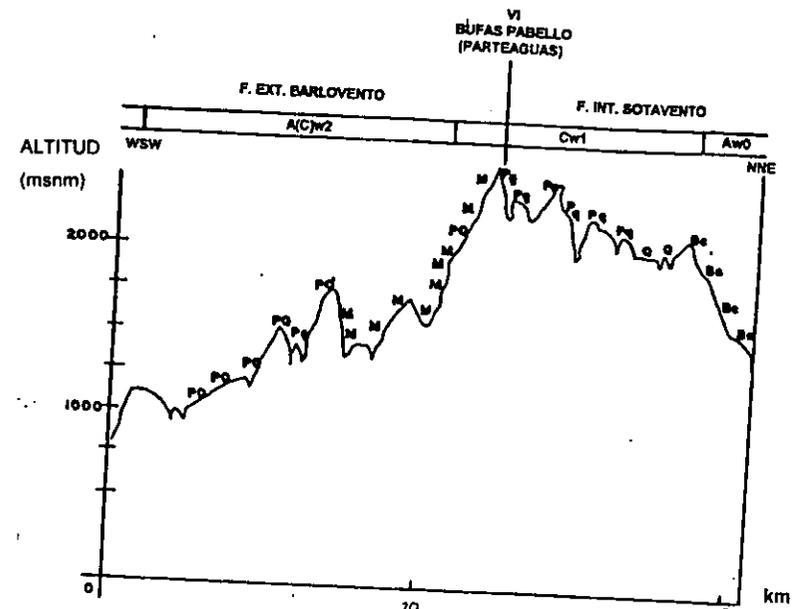
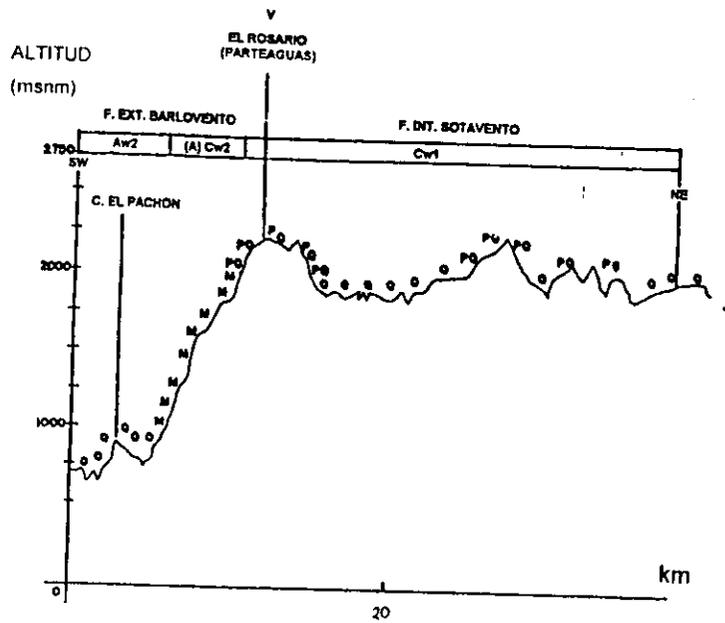


Fig. 45 Distribución de los pisos climáticos y de la cubierta vegetal, perfiles V, VI, VII.
(La explicación se presenta en la figura 43).

externo de la Sierra de Cacoma, Manantlán y Cerro Grande (perfiles III-X), donde las precipitaciones disminuyen (1500 a 1200 mm), el bosque mesófilo es el más representativo del piso semicálido (Fig. 45, V.,VI,VII). Cabe considerar que el mesófilo se encuentra asociado frecuentemente con bosques de pino-encino, establecidos principalmente en las laderas de los valles intermontanos.

Pisos locales.- Están referidos a los climas que no presentan continuidad en su distribución horizontal, sino más bien, se identifican localmente en ciertos sectores de la CM, los más deprimidos topográficamente. Corresponden a un clima cálido y seco que se presenta en las partes más bajas y en los valles del conjunto montañoso.

Piso cálido de mayor humedad (Aw2).- Sobre una altitud de 500 m y hasta los 1000 m, se distribuye un piso inferior con un clima cálido de mayor humedad (Fig. 42), enmarcado por precipitaciones de 2000 mm anuales y temperatura media entre 22° y 24° (perfil longitudinal). Dentro del área estudiada este piso cálido tiene una extensión reducida ya que se localiza sólo en la zona adyacente a la costa (flanco montañoso de Bahía de Banderas (Fig 43). Se manifiesta en el flanco externo, rodeando a manera de cinturón las estribaciones de la CM (perfiles III,IV,V,VII.), elementos de premontaña que ya no forman parte del relieve en estudio. Este piso representa la transición climática entre los cálidos menos húmedos de las partes bajas cercanas al mar y los semicálidos de la premontaña y montaña. Se caracteriza por una vegetación principalmente de la asociación pino-encino

Pisos cálidos de humedad moderada (Aw1).- En la zona inmediata a la costa y hasta los 500 m de altitud, se manifiesta un dominio climático cálido con temperaturas medias mayores (26° C) y se caracteriza por un grado moderado de humedad con precipitación inferior a 1200 mm. Este piso establece condiciones favorables para la selva mediana (Fig 43).

La parte centro meridional del conjunto montañoso (Fig. 42 y 45-VII) se distingue porque en ella la distribución horizontal de los climas templados y semicálidos se interrumpe, por corresponder con la topografía más baja. Se presenta un clima cálido de humedad moderada (Aw1, 1000 a 1200 mm), pero con temperaturas anuales entre 22° y 24° C. En el flanco de barlovento se distribuye a partir de los 500 y hasta los 1700 m de altitud y

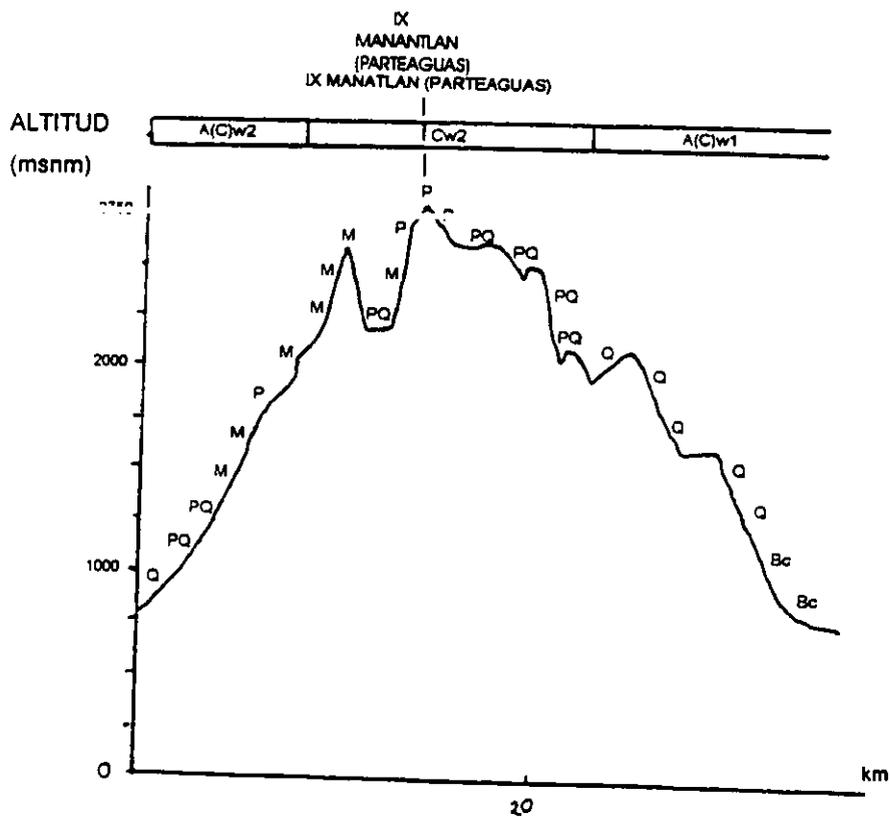
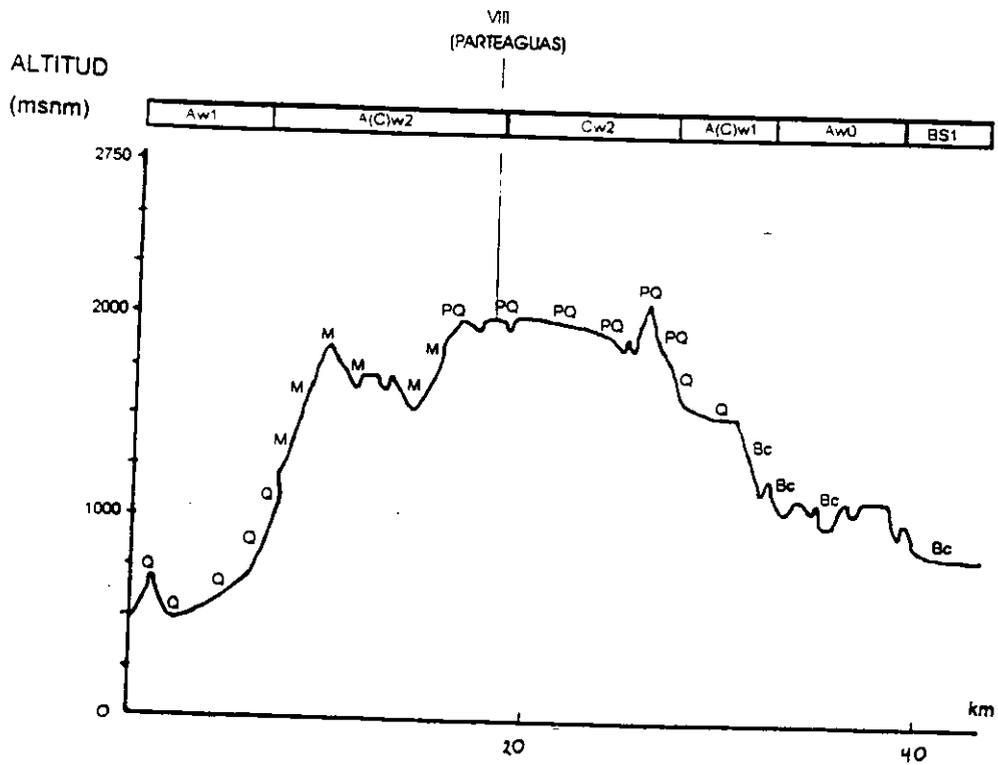


Fig. 46. Distribución climática y de la cubierta vegetal, perfiles VIII, IX.

PISOS VEGETALES	ALTITUD		PISO CLIMATICO		TEMPERATURA Y HUMEDAD		OBSERVACIONES.
	Flanco Externo	Flanco Interno	Flanco Externo	Flanco Interno	Flanco Externo.	Flanco Interno.	
A (Abies)	1500-2360		A(C)w2		> 18° 1500-2000		Tiene manifestación en el flanco externo, bajo condiciones de máxima humedad.
P (Pino)		1500-2700		Cw2, A(C)w2		20°> 1200-1500	Se localiza en el dominio húmedo del flanco interno y manifiesta condiciones de bajas temperaturas y alta humedad.
PQ (Pino-Encino)	1000-2700	2000-2600	A(C)w2	A(C)w1	> 18° 1500-2000	18°> >1200	Representa la cobertura de mayor importancia en toda la CM.
QP (Encino-Pino)	1500-2500	1500-200	A(C)w2	A(C)w1	22-24°, >1500		Refleja condiciones de mayor temperatura y humedad de los valles del flanco externo
Q (Encino)	500-100	1000-200	Aw2	A(C)w1 Aw1 Awo	22°-24°	20°-22°	Se presenta en ambos flanco bajo diferente humedad, pero bajo temperaturas altas
M (Mesófilo)	1000-200		A(C)w2		18°-22°, 1200, 1500		En el flanco interno sólo se establece en las cañadas de la Sierra Manantlán
Ms (SELVA MEDIA)	0-500		Aw2		22°-26°		Se establece en los valles del flanco externo y en la parte cercana al mar.
Bs (Selva baja)		1000-1300		Awo Bs1		22°-24°	Sólo se presenta en el flanco de sotavento, en la Fosa Autlan-El Grullo.

Tabla 2.- Resumen de pisos climáticos y vegetales

SIMBOLOGÍA
Tipos climáticos de acuerdo con García E, (1988).
A(C)W2.- semicálido subhúmedo de mayor humedad.
Aw2.- cálido subhúmedo de mayor humedad
Aw1.- cálido subhúmedo bajo condiciones de humedad intermedia.
Awo.- cálido subhúmedo de menor humedad.
Bs.- seco estepario
El coeficiente numérico indica el grado de humedad en el régimen de lluvias de los subtipos climáticos especificado en el cuadro.

sobre los 1000 m en el flanco de sotavento. En esta parte, el parteaguas principal no resulta una barrera orográfica significativa para determinar condiciones de menor humedad en el flanco de sotavento, puesto que ambas vertientes reciben precipitaciones semejantes (1200-1000), donde hay condiciones propias de bosques de encino ((Q), Fig. 45, VII).

Piso seco (Bs1).- Se distribuye en la misma zona de baja topografía, en particular en el flanco de sotavento (valle de Autlán), bajo las condiciones de menor humedad de toda la Cadena Montañosa. Las cuales se establecen por temperaturas medias superiores a 20° y precipitaciones anuales inferiores a 800 mm y originan un dominio climático local seco (Bs1) en el fondo del valle de Autlán que se cubre con un piso vegetal inferior de selva baja. (Fig. 45-VI y VI).

Distribución de la cubierta vegetal y los pisos climáticos

De acuerdo con lo observado sobre los pisos climáticos, la vegetación distribuida en la CM, como fiel indicador de las condiciones climáticas de cada sector de la montaña, corresponde con la asimetría de los flancos montañosos. La cubierta vegetal no guarda una relación directa con el gradiente altitudinal, como los pisos climáticos, más bien se observó subordinada a los diferentes niveles de humedad y temperaturas, influidos por la orientación y disposición altitudinal de los flancos, conforme a lo descrito en los párrafos siguientes. En términos generales, el flanco de barlovento es más húmedo y presenta mayores temperaturas, por lo que predomina el clima semicálido. Mientras el flanco de sotavento es más seco y frío a la vez, debido a que es altitudinalmente más elevado, con clima templado. En este apartado se centra una atención particular sobre la distribución de los pisos vegetales, en relación con los pisos climáticos del área en estudio.

Bosque de pino-encino (P-Q).- De acuerdo con Rzedowsky (1967), la asociación de pino-encino a menudo se encuentra formando mosaicos, por sus requerimientos ecológicos muy similares compiten en el mismo piso altitudinal. En la región en estudio, esta asociación vegetal representa el climax del lugar, puesto que es la que se extiende con predominio. A su vez, es representativa del dominio templado (Fig. 44, 45, 46) que se

extiende ampliamente en el flanco de sotavento, en donde manifiesta condiciones climáticas de humedad moderada (precipitación anual entre 1000-1200 mm) y bajas temperaturas (inferiores a 18°C) que se establecen a una altitud superior a los 2000 m, del piso templado. En cambio, en el flanco de barlovento está sujeta a una mayor temperatura, 22° C, pero favorecida por la precipitación mayor, superior a los 2500 mm, de la porción cercana al mar (perfiles I,II,V,VI,VII). De esta manera, el bosque de pino-encino, en el flanco de barlovento se localiza en el dominio semicálido, pero muy limitadamente, sólo en la porción más húmeda del flanco.

Bosque de encino (Q).- Este tipo de vegetación está bien diferenciada de la asociación pino-encino, como piso vegetal inferior y tiene menor extensión que ese, dentro de la CM. Asimismo, constituye la especie más termófila del climax (Rzedowsky, J. 1966) de montaña. De acuerdo con lo anterior, en el área en estudio, se distribuye tanto en pisos cálidos como en semicálidos bajo distintos niveles de humedad, con precipitación entre 1000 a 1500 mm anuales y con temperaturas medias entre 22°C a 24°C, superiores a aquellas correspondientes a la distribución del bosque de pino, pino-encino, oyamel (abies) y mesófilo.

En el flanco externo se presenta como piso vegetal inferior de los bosques de montaña, entre los 500 y 1000 m de altitud, por lo cual constituye una transición vegetal entre la selva baja de las elevaciones bajas de premontaña de la CM y los bosques de la zona propiamente montañosa. Tiene mayor predominio en el flanco interno o de sotavento, por distribuirse en los amplios valles intermontanos, donde refleja condiciones climáticas locales de mayor temperatura. En ese flanco se localiza a una altitud superior a los 1000 m (tabla 2), mientras que en el flanco externo, de barlovento, por localizarse a una altitud menor, se distribuye en gran medida en la zona de premontaña, donde rebasa los límites del área en estudio (perfiles III-IX).

Bosque mesófilo (M).- El bosque mesófilo es representativo del piso semicálido, extendido a lo largo de la Sierra de Cacoma, Manantlán y Cerro Grande en su flanco externo (Fig. 45). De acuerdo con Rzedowsky (1966), corresponde al clima húmedo de altura y ocupa los sitios más húmedos de los bosques de encino (Q), de ahí su preferente ubicación en el flanco de barlovento. En éste, se observa en condiciones climáticas

de la CM, el bosque mesófilo se localiza a una altitud inferior de 1000 m favorecido por una mayor precipitación (2000 mm anuales, Fig. 42 y 45). En esta parte, el eje orográfico principal presenta una inflexión al SSW, recibiendo el mayor aporte de humedad proveniente del océano. (perfiles V-X).

En el flanco de sotavento la asociación mesófila se localiza sólo en la Sierra de Manantlán, a una altitud superior a los 2000 m, y aunque se presenta en el dominio templado, se instala sólo en las cañadas, donde se concentra la mayor humedad (perfil X)

Bosque de abies (A).- En la parte más alta y húmeda del flanco externo (dominio templado de la parte septentrional de la CM, Sierra del Cuale (Fig. 42), el bosque de Abies se presenta localmente como piso superior del bosque de pino-encino. Parece favorecido por condiciones de temperatura más baja (menores de 20° C), establecida a una altitud de 1500 a 2000 m, y por precipitación más abundante (2000 mm, Fig. 45-VI).

Bosque de pino (P).- Bien identificado como la especie más hidrófila del dominio templado, puesto que se diferencia del bosque de pq, al presentarse sólo en la parte más húmeda del flanco de sotavento. En esta porción se localiza a una altitud de 1000 m, y sus requerimientos ecológicos reflejan alta humedad y baja temperatura (Fig. 43).

Selva mediana (SM).- Dentro de la clasificación de Rzedowky (1966), el bosque subdeciduo o selva mediana, como se denomina en este caso, corresponde con un tipo de formación muy compleja por su estructura y composición florística. Sus características lo colocan en una situación intermedia entre el bosque perenifolio y el bosque deciduo. De acuerdo con el autor mencionado, en la selva mediana la mayoría de las especies que la forman pierde sus folios durante el período seco (octubre-abril). La altitud del estrato dominante es mayor (30m) que la selva baja. Dentro del área en estudio, se identifica como piso vegetal inferior del piso de encino, representativa de los climas cálidos que se establecen en las partes bajas. Se localiza hasta una altitud de 500 m y solamente en la porción inmediata al mar. En esta porción, hay mayor humedad que en la selva baja, ya que ésta se distribuye hacia el interior. La selva mediana también se localiza en los valles intermontanos del flanco de barlovento (Fig. 42 y 43-I), favorecida por mayor humedad y temperatura.

que ésta se distribuye hacia el interior. La selva mediana también se localiza en los valles intermontanos del flanco de barlovento (Fig. 42 y 43-I), favorecida por mayor humedad y temperatura.

Pisos vegetales de los valles montañosos.- En general, en el flanco de sotavento los valles se caracterizan por una vegetación de bosques de encino. Sólo en la fosa Autlán - El Grullo, área más deprimida de todo el conjunto montañoso y donde se presenta un piso climático seco, la selva baja (3) se distribuye como piso vegetal inferior (Bs, perfiles V y VI). Mientras que en los valles del flanco de barlovento, por ser más húmedo, se presenta un piso vegetal inferior de selva media en el fondo de aquellos y un piso superior de bosque de pino-encino en las laderas (Fig. 42, 45). Los pisos vegetales de los valles intermontanos también reflejan su desigual distribución en cada flanco.

(3) La selva baja o bosque deciduo (Rzedowky 1972), corresponde a zonas, donde la precipitación media anual es del orden de 500 a 750 mm. La altitud no pasa de 800 msnmm y la temperatura es muy elevada con isotermas de 25 a 30°C. El estrato que predomina en este tipo de vegetación no sobrepasa los 15 m y en el periodo de sequía los tallos se defolían.

IX. CONCLUSIONES

El análisis de atributos efectuado en cada una de las sierras de la CM, permitió identificar un arreglo del relieve dividido en unidades morfoestructurales (mesobloques y bloques), mismas que se enmarcan en el estilo disyuntivo de bloques tectónicos tipo *horst* y *graben*.

Por sus contrastes morfológicos y litológicos, entre sí, cada una de las sierras o mesobloques se presenta en el relieve con un estilo estructural propio, correspondiente a: 1) un nudo montañoso; 2) un semipilar estructural; 3) meseta escalonada; 4) pliegue braquianticlinal. Cada uno de estos estilos sugiere una morfogénesis distinta asociada a una compleja historia evolutiva. Pese a que cada uno de los conjuntos montañosos se caracteriza por los contrastes de su arreglo morfoestructural, en su conjunto la CM comparte rasgos morfológicos comunes. Estos rasgos se refieren a los valles erosivos, laderas escarpadas, relieve intensamente fracturado, profundidad de corte de la disección en los circos erosivos, valles transversales colgados (Ayuquila y El Rodeo), mismos que apuntan a señalar, el régimen tectónico rejuvenecido del relieve.

Así también, se evidencia la presencia de lineamientos regionales que delimitan al flanco externo (Fig. 21 y 29) y señalan el rasgo tectónico del relieve. En la porción centro noroccidental, los lineamientos disyuntivos limitan la base del flanco; mientras que hacia la parte centro-meridional, el relieve controlado estructuralmente del flanco, se manifiesta en el escarpe mixto (tectónico-erosivo) que condiciona su morfología abrupta. A partir de ese control se desencadenan los procesos gravitacionales que caracterizan a dicho flanco, lo que se reconoce por el mayor número y desarrollo de circos erosivos (Fig. 30-33).

La estructura de los flancos montañosos muestra el escalonamiento regional propio de un régimen tectónico de grandes sistemas orogénicos (1) en función de la identificación y correlación espacial de las rupturas de pendiente de los perfiles de parteaguas secundarios. De acuerdo con lo cual, esta aplicación del método resulta de significado novedoso en el análisis morfoestructural del relieve orográfico.

(1) N. Kostenko, *Geomorfología estructural*; México, 1975.

Así también, el análisis morfográfico y morfométrico de los perfiles de parteaguas secundarios, mostró la relación asimétrica de los flancos montañosos en la disposición y distribución vertical y horizontal de éste arreglo, mismo que se establece en las propiedades del relieve:

- La diferente posición altitudinal de los niveles de base con respecto al mar
- La diferente amplitud del relieve (distancia vertical o desnivel entre el parteaguas y los contornos inferiores de los flancos)
- Anchura variable del relieve orográfico (equidistancia horizontal lineal entre el parteaguas y los contornos inferiores de los flancos)
- El número, disposición altitudinal y amplitud de salto de los escarpes
- La diferente disposición potencial del relieve para su denudación (relieve no afectado por la disección lineal en corte transversal: valles y parteaguas)
- Morfología cumbral de flancos (frecuencia de circos erosivo-gravitacionales de los flancos)

El mayor significado de asimetría se establece en el plano morfoestructural regional, por la presencia del piso de premontaña y montaña en el flanco externo. En cambio, en el flanco interno se reconoce únicamente la zona de montaña, sin la presencia de premontaña.

La diferenciación de las categorías del relieve, de acuerdo con Santana-Hernández *et al.* (1994), corresponde a la manifestación morfológica de amplitud e intensidad de movimientos neotectónicos verticales que determinan el escalonamiento regional del relieve, y en este caso, la asimetría de la CM, vinculados estrechamente con los mecanismos distensivos del MCJ.

La desigualdad de la posición altitudinal del nivel base del flanco interno, como lo mostraron las mediciones de amplitud del relieve, señala la presencia de la fosa tectónica "Autlán-El Grullo" (Fig. 29), correspondiente al nivel base de la parte centro-meridional (mesobloques B.A, SM, CG) de la CM. La fosa destaca como estructura deprimida, situada longitudinalmente entre las fallas Zacualpan y Armería, (Fig, 29).

Transversalmente se localiza entre la "falla Autlán" (lineamiento disyuntivo que cruza al eje montañoso principal, inferido en el presente estudio (Fig.29) y el Nevado de Colima. La identificación de la fosa como graben reciente, intersectada por los grábenes de Colima y brazo sur del punto Sayula, correspondientes al límite oriental activo del macrobloque Jalisco (Fig.29), permite especular la hipotética ubicación de un nuevo punto triple dentro del macrobloque, puesto que la diferenciación morfotectónica de la fosa reveló una dinámica distensiva regional que pudiera estar asociada al mismo.

Implicaciones externas de arreglo orográfico

La asimetría y orientación de los flancos montañosos originan condiciones asimétricas en el patrón de distribución climática y de la cubierta vegetal. Esta relación se identifica por el desfazamiento de los pisos y niveles bioclimáticos. El piso templado, se presenta predominantemente en el flanco interno, altitudinalmente más elevado. Mientras que los pisos cálidos y semicálidos se establecen en el flanco externo (barlovento), más cálido y húmedo.

X BIBLIOGRAFÍA

- Alvarez, M. Jr. (1961), Provincias Fisiográficas de la República Mexicana, *Boletín Soc. Geol. Mex.* v.24, no.2, UNAM, México, pp.5-20.
- Barrera-Rossier, O. (1996), Terrazas fluviales y glaciares de erosión en la cuenca inferior del río Ameca, *Revista de Geografía*, no. 1 abril-septiembre, UAG, pp. 25-38.
- Berrocal, L. G., Querol, S. F. (1988), Descripción geológica de los yacimientos mineros, en el distrito del Cuale, Jalisco México. En: G. P. Salas ed. *Geología Económica de México*, Fondo de Cultura Económica, México, D, F, pp. 453-462.
- Belousov, V. (1971), "Problemas básicos de Geotectónica", Omega, Barcelona.
- Chorley, R. J. (1972). "Spatial Analysis in Geomorphology", British Geomorphological Research Group, London, 393p.
- Córdova-Fernández de Arteaga, C. (1988), "Cartografía geomorfológica en escala pequeña del occidente de la República Mexicana", Colegio de Geografía, tesis de licenciatura, UNAM, México,.
- De Martonne, E. (1968), "Tratado de Geografía Física", V 2, Juventud, Barcelona.
- Fouet, R y Pomerol, CH. (1982), "Las Montañas", Oikos-Tau, Barcelona, 142p.
- Frausto Martínez, O. (1995), "Análisis morfotectónico del sector oriental del curso bajo del río Balsas, Michoacan, México", tesis de licenciatura, Colegio de Geografía, UNAM, 159p.
- García-Ruiz, J. (1990), "Geoecología de las áreas de montaña", Geoforma, Logroño, España. pp. 15-31.
- García, E. (1988), "Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen", García E, México.

- Gardiner, V. (1988), Drainage Basin Morphometry, *Technical Bulletin*, No. 14, British Geomorphological research group, 44p.
- Gastil, G. (1983), Mezozoic and Cenozoic granitic rocks of southern California and western Mexico, *Geological Society of America*, memoir 159, San Diego State University, California, EUA, pp. 265-299.
- Gerard, J. (1990), "Mountains Environments: An examination of the physical geography of mountains", Belhaven Press, London, 317p.
- González-Partida, E. (1993), Datos geoquímicos de roca total para la secuencia volcanosedimentaria cretácica en el Cuale-Rubi, Jalisco y Tierra Caliente, Guerrero México. *Geofísica Internacional*, 32 (2), UNAM, México, pp.249-259.
- Guillén-Guerrero, M. A. (1996), "Geomorfología de la vertiente occidental del Volcán Iztaccihuatl", tesis de licenciatura, Colegio de Geografía, UNAM, México.
- Hernández-Santana, J. R., Ortiz-Pérez, M. A., Magaz-García, A. R., Díaz-Díaz, J.L, Zamorano, J.J., (1994), Estilos geotectónicos y tridimensionales interbloques: una nueva categoría neotectónica para la determinación de morfoestructuras montañosas, *Investigaciones Geográficas no. 28*, UNAM, México, pp. 9-31.
- Hernández Santana, J. R., Ortiz Perez, M. A., Zamorano-Orozco, J. J. (1995), Regionalización morfoestructural de la Sierra Madre del Sur, *Investigaciones Geográficas no. 31*, UNAM, México, pp.45-67.
- INEGI (1984), "Geología de la República Mexicana", México, D.F. pp.55-62.
- King, A. C. (1984), "Geografía Física", Oikos-Tau, Barcelona, 529p.
- Kostenko, N. (1975), Geomorfología estructural. *Instituto de Geografía*, UNAM, México, 111p.

- Kostenko, N. (1991), "Aspectos teóricos del análisis geomorfológico estructural", UAEM, 113p.
- Lazcano-Sahagun, C. (1988), "Las Cavernas de Cerro Grande: Estados de Jalisco y Colima", Rafael Guzman Mejía, Universidad de Guadalajara.
- López-Ramos, E. (1976), "Geología General de México". (S.N.), México.
- Lugo-Hubp, J. (1989), Diccionario geomorfológico, *Instituto de Geografía, UNAM*, 337p.
- Lugo-Hubp, J. (1990), El relieve de la república mexicana, *Revista del Instituto de Geología*, 9,1, UNAM, México, pp.82-111.
- Lugo-Hubp, J. y Ortiz-Perez, M. (1980), Análisis geomorfológico estructural del conjunto montañoso de Cabo Corrientes, Jalisco. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 12, pp.1-13.
- Ordóñez, E. (1946), Principales provincias geográficas y geológicas de la República Mexicana, *Instituto de Geología, UNAM, México*, pp. 103-142.
- Ortiz-Pérez, M. A. (1990), Perfiles geomorfológicos complejos, *Serie Varia*, 1-12, Instituto de Geografía, UNAM, 34p.
- Peña, F. (1983), "Geología de la región del Cuale, Jalisco", Tesis de licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 142p.
- Miller, A. A. (1970), "La piel de la Tierra", Alhambra, S.A. Madrid, 249p.
- Morisawa, M. (1976), "Geomorphology laboratory Manual: with report forms", Willey, N.Y, 253p.
- Rzedosky, J. (1981), "Vegetación de México", Limusa, México, D.F.

Rzedosky, J. (1966), "La vegetación de la Nueva Galicia", University of Michigan, Michigan, 83 p

Sanchez-Navarro, T. (1991), 'Estudio morfoclimático del Cabeçò d'or', Universidad de Alicante. España, 183p.

Solis Pichardo y Macias Romo (1988), Metalografía, Microtermometria e Isotopia de Azufre en el distrito minero del Cuale, Jalisco, México, *Geomimet*, 137, pp.12-49..

Strahler, N. A (1952), "Geografía física". Omega, S.A. Barcelona. 767 p.

Thorn, E.C. (1988), "An Introduction to Theoretical Geomorphology", Allen and Unwin, Inc., USA, 247p.

CARTOGRAFIA

TOPOGRÁFICA

ESCALA 1:50 000

HOJA

El Tuito	F13-C-79
Ayutla	F13-D-82
Autlán de Navarro	E13-B-12
Talpa de Allende	F13-D-71
Casimiro Castillo	E13-B-22
Venustiano Carranza	E13-B-24
Llano Grande	F13-C-89

TOPOGRÁFICAS, GEOLÓGICAS, AGUAS SUPERFICIALES Y DE USO DE SUELO: VEGETACIÓN

ESCALA 1:250 000

HOJA

PUERTO VALLARTA F13-11

MANZANILLO

E13-3

COLIMA

E13-2-5

CLIMÁTICAS

ESCALA 1: 500 000

HOJAS

TOMATLÁN

SAN BLAS

COLIMA

ÍNDICE DE FIGURAS

1. Megabloque Sierra Madre del Sur.
2. Localización del área en estudio
3. Croquis litológico
4. Estratigrafía tentativa de la Sierra del Cuale.
5. Examen de atributos.
6. Esquema de orientación y profundidad de circos de erosión.
7. Perfil longitudinal del eje del levantamiento.
8. Esquema de mesobloques y bloques.
9. Modelo sombreado de la CM.
10. Perfiles geomorfológicos transversales I y II, Nudo Montañoso.
11. Perfiles geomorfológicos transversales III, IV, V, Mesobloque SC.
12. Escarpe erosivo-estructural del flanco externo mostrado en la carta topográfica.
13. Perfiles geomorfológicos transversales VI y VII, Mesobloque SC y Bloque Autlán.
14. Perfiles geomorfológicos transversales VIII y IX, Mesobloque SM.
15. Perfil geomorfológico transversal X, Mesobloque CG.
16. Curva hipsográfica de la Cadena Montañoso.
17. Carta Altimétrica.
18. Curva hipsográfica del Macrobloque Jalisco.
19. Tabla de pendientes.
20. Carta de pendientes.
21. Amplitud del relieve del Nudo Montañoso.
22. Anchura del Nudo Montañoso.
23. Amplitud del relieve de la Sierra Cacoma.
24. Anchura de la Sierra Cacoma.
25. Amplitud del relieve de la Sierra Manantlán.
26. Anchura de la Sierra Manantlán.
27. Amplitud del relieve de Cerro Grande.
28. Anchura de Cerro Grande.
29. Modelo sombreado de lineamientos y estructuras regionales.
30. Distribución altitudinal y profundidad de la disección de circos erosivos del Nudo Montañoso.
31. Diámetro de circos erosivos del Nudo Montañoso, flanco externo.

32. Diámetro de circos erosivos del Nudo Montañoso, flanco interno.
33. Distribución altitudinal y profundidad de la disección de circos erosivos del Mesobloque SC.
34. Diámetro de circos erosivos del Mesobloque SC, flanco externo.
35. Diámetro de circos erosivos del Mesobloque SC, flanco interno.
36. Distribución altitudinal y profundidad de la disección de circos erosivos del Bloque Autlán.
37. Diámetro de circos erosivos del Bloque Autlán, flanco externo.
38. Diámetro de circos erosivos del Bloque Autlán, flanco interno.
39. Distribución altitudinal y profundidad de la disección de circos erosivos del Mesobloque SM.
40. Diámetro de circos erosivos del Mesobloque SM, flanco externo.
41. Diámetro de circos erosivos del Mesobloque SM, flanco interno.
42. Distribución climática y de la cubierta vegetal, perfil longitudinal de la CM.
43. Distribución climática y de la cubierta vegetal, perfiles I y II.
44. Distribución climática y de la cubierta vegetal, perfiles III y IV.
45. Distribución climática y de la cubierta vegetal, perfiles V,VI y VII.
46. Distribución climática y de la cubierta vegetal, perfiles VIII, IX y X.

Tablas

Tabla 1.- Resumen de amplitud y anchura de la CM.

Tabla 2.- Resumen de los pisos vegetales y climáticos de la CM.



FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFIA