

01059
1e103

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO

ANALISIS GEOMORFOLOGICO DE LA REGION DE CUERNAVACA
TENANCINGO-IXTAPAN DE LA SAL, ESTADOS DE MORELOS Y
MEXICO.

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE



MAESTRO EN GEOGRAFIA

PRESENTA

FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
ESTUDIOS SUPERIORES

J O S E L U I S P A L A C I O P R I E T O

MEXICO

1982

01059
1982

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está 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.

C O N T E N I D O

INTRODUCCION

ANTECEDENTES

OBJETIVOS Y METODOLOGIA

I MARCO GEOGRAFICO GENERAL

II MARCO GEOLOGICO GENERAL

A. Estratigrafía

B. Tectónica Regional y Geología Histórica

III GEOMORFOLOGIA

A. Carta de pendientes

B. Carta de Densidad de la Disección

C. Carta de Profundidad de la Disección

D. Carta de Disección General

E. Carta Geomorfológica

F. Zonalidad Geomorfológica

IV APLICACIONES DE LA GEOMORFOLOGIA

V CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

BIBLIOGRAFIA

INTRODUCCION

El estudio geomorfológico implica en esencia la correlación entre hechos y fenómenos tanto geográficos como geológicos; comprende por un lado el análisis espacial, y por el otro, la evolución del relieve de la Tierra. Es decir que, la geomorfología estudia a las formas del relieve en función del espacio y del tiempo.

Se intentan determinar en este estudio dichas correlaciones, considerando la influencia de los agentes modeladores sobre los distintos tipos litológicos y morfológicos de una región de México, mismos que, al presentar una gran variedad confirman la complejidad de todo paisaje geográfico.

El presente trabajo consiste en un estudio geomorfológico de la región de Cuernavaca-Tenancingo-Ixtapan de la Sal, Edos. de Morelos y México, y se intenta establecer el origen y evolución del relieve de la misma a partir de sus características morfológicas y geológicas.

La región en estudio resulta de un gran interés por su complejidad y juventud. En ella se reconocen ejemplos de los tres grupos de rocas: magmáticas, sedimentarias y metamórficas. Se observa a primera vista que para cada tipo geológico se tiene una representación geomorfológica característica, derivada de la relación de los procesos exógenos y endógenos. Estos últimos se manifiestan activos en nuestros días, como la eviden-

cia el volcanismo, y como reacción, los procesos exógenos --
llevan a cabo su modelado erosivo y acumulativo con intensi-
dades variables, reconocidas en una disposición zonal.

ANTECEDENTES

Los trabajos de caracter geomorfológico son escasos en nuestro país. A este respecto, podemos decir que la fuente principal de este tipo de estudios es el Instituto de Geografía de la UNAM, dentro del cual fué elaborada esta tesis.

Entre los trabajos existentes, relacionados con la geomorfología, podemos citar a Ortíz Pérez (1977), Ochoterena (1978) y Lugo Hubp (1981). El primero de ellos realizó un estudio sobre el origen, la evolución y la dinámica del llamado " Glacis de Buenavista", al noreste de la Ciudad de Cuernavaca, quedando éste trabajo geomorfológico comprendido dentro de nuestra región. Ochoterena hace una revisión sobre el origen del Tepozteco, en Tepoztlán, Mor., así como de su edad. Aunque en este último caso la zona del Tepozteco no queda comprendida en la región por nosotros cartografiada, resulta de interés por ser contigua y correlacionable con algunas unidades. Lugo Hubp, por medio de un análisis morfométrico regional, relaciona las intensidades de la erosión (contempladas en planta y en perfil) con factores geológicos.

Además de los trabajos mencionados, existen otros también desarrollados en el Instituto de Geografía. Las Tesis profesionales de Serrano (1979) y Sánchez (1980) comprenden estudios sobre porciones de la cuenca de México, que, aunque fuera de nuestra región, fueron consultados para conocer la

metodología por ellos aplicada.

Debemos citar también los estudios de carácter geológico, fundamentales en la elaboración de este estudio. Entre otros autores, tenemos a Fries (1960), Pano (1971), Campa et al (1974), Campa (1979), López Ramos (1979) y De Cserna - - - (1982).

El estudio desarrollado por Fries sobre la región Morelos- Guerrero, permite disponer de una información detallada sobre las características geológicas de aquella zona, permitiendo correlacionarlas con porciones correspondientes a --- nuestra región. Aunque con una serie de modificaciones realizadas por algunos geólogos, el estudio de Fries constituye la base geológica de esta tesis. Pano y Campa et al orientaron sus investigaciones a las cadenas montañosas metamórficas que circundan a Ixtapan de la Sal, al suroeste de nuestra región. La tesis doctoral de Campa analiza las condiciones geológico-tectónicas de una amplia región comprendida en los estados de Guerrero, México y Michoacán, abarcando la mayor parte de nuestra región. López Ramos, con su recopilación sobre la geología de nuestro país, permite situarnos en un marco geológico general. Por último, De Cserna es autor de la base cartográfica acerca de la geología de la mayor parte de la región que pretendemos estudiar.

OBJETIVOS Y METODOLOGIA

Aunque el objetivo fundamental de la geomorfología parezca claro, es importante desglosarlo y adecuarlo a los propósitos de cada trabajo de este tipo. Así, tenemos nosotros, como objetivo general el de comprender el relieve en función de la relación entre los procesos endógenos y exógenos, creadores y modeladores del mismo.

La comprobación de supuestos teóricos por medio del análisis morfométrico es otro objetivo importante que se persigue. La técnica de la morfometría ha probado ser de utilidad en la comprensión del relieve, además de constituir una herramienta de utilidad en aspectos de geomorfología aplicada.

La metodología seguida en el desarrollo del trabajo consistió de tres etapas, comunes para la mayor parte de los estudios del ámbito físico de la geografía.

En la primera etapa, de gabinete, se recopiló información tanto cartográfica como bibliográfica, encontrándose trabajos geológicos y geomorfológicos que fueron de gran ayuda en el desarrollo de la tesis. Se elaboraron las cartas morfométricas y perfiles necesarios, así como la carta geomorfológica preliminar, con base en la interpretación de fotografías aéreas a escala 1:50 000 y 1:25 000 blanco y negro.

La segunda etapa consistió en la verificación de la información obtenida en la fase anterior en el campo.

El trabajo de campo permitió, además, la corrección y complementación de la carta geomorfológica preliminar. Esta etapa de campo, no constituyó una fase determinada en su secuencia, sino que se intercaló con el trabajo de gabinete.

En la tercera etapa, segunda de gabinete, se integró y analizó la información obtenida en las etapas anteriores, formando, a partir de la fotointerpretación final, la carta geomorfológica, en la cual se muestran los resultados alcanzados en el estudio.

I MARCO GEOGRAFICO GENERAL.

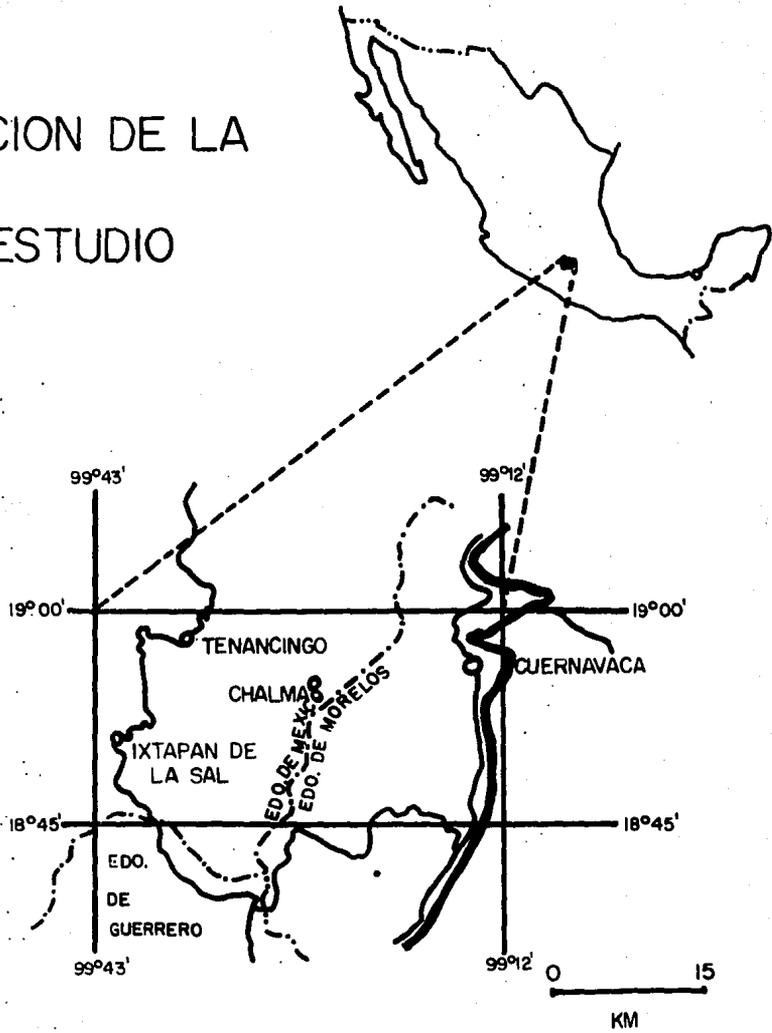
La región en estudio se encuentra ubicada en la porción noroccidental del estado de Morelos y suroriental del estado de México, abarcando una superficie rectangular de unos 1 500 km² y teniendo como coordenadas extremas a los 18°45' y los 19°00' de latitud norte y los 99°12' y 99°43' de longitud oeste.

Dentro de las poblaciones más importantes podemos situar a la ciudad de Cuernavaca hacia el noreste, Xochitpec al sureste, Tenancingo y Villa Guerrero al noroeste y Tonalico e Ixtapan de la Sal al suroeste.

Físicamente, la región se ubica dentro de la cuenca del río Balsas, a escasos kilómetros de la divisoria con la cuenca alta del río Lerma. Su parte norte corresponde a la vertiente sur del Sistema Volcánico Transversal, mientras que en la porción meridional afloran las rocas sedimentarias características de la Sierra Madre del Sur. La región constituye así, el contacto entre dos megaestructuras.

Las altitudes máximas se reconocen en la porción meridional de la Sierra de Zempoala con 2 700 msnm, hacia el noreste, presentándose estructuras aisladas cercanas a los 2 500 m. como el cerro La Cruz de Tejaltepec y el cerro El

LOCALIZACION DE LA ZONA EN ESTUDIO



Plan, al sureste de Chalma y oeste de Malinalco, respectivamente. Las estructuras plegadas del sur de la región no presentan altitudes máximas promedio superiores a los 2 000 m, altitud considerablemente menor que las alcanzadas por las estructuras volcánicas antes mencionadas. Por otro lado, las altitudes mínimas corresponden a los 1 000 m, aproximadamente, hacia el extremo sureste de la región, al sur del lago de El Rodeo.

Debido principalmente a la diversidad altitudinal, en la zona se presentan climas que van desde los templados, en las partes elevadas, hasta los cálidos en las de menor altitud, siendo éstos los que presentan una mayor diversidad atendiendo a la clasificación climática de Koeppen modificada por García (1973).

Así, encontramos el clima $C(w_2''')(w)b(i')g$; templado subhúmedo, el más húmedo de los subhúmedos con lluvias en verano; éste es fresco largo, con poca oscilación térmica y una marcha de temperatura tipo Ganges. Se localiza este tipo climático en toda la porción norte de la región, misma que corresponde a las máximas altitudes, con algunas prolongaciones hacia el sur sobre algunas cadenas montañosas.

El clima $(a)C(w_2)(w)big$ lo encontramos en altitudes medias, colindando hacia límites superiores con el clima anteriormente descrito. Ocupa una vasta extensión, constitu-

yendo un clima semicálido, el más cálido de los templados C y el más húmedo de los semicálidos, con régimen de lluvias en verano. Es isotermal y su marcha de temperatura es tipo Ganges.

El clima $A(e)w_1''(w)ig$ comprende una franja transicional hacia climas aún más cálidos. Es cálido extremo, con lluvias moderadas en verano, isotermal y con marcha de temperatura tipo Ganges.

El cuarto tipo climático es $Aw_0''(w)(i')g$. Este, como el anterior, forma parte del grupo de los cálidos; presenta oscilación térmica y marcha de temperatura tipo Ganges.

En resumen, podemos decir que la altitud es el factor principal que determina la variedad de climas. Hacia el norte son más fríos, mientras que al sur son cálidos. La humedad en ambos casos es elevada, presentándose precipitaciones promedio ligeramente superiores a los 1 000 mm anuales, según los registros de las estaciones meteorológicas de la región. Estas precipitaciones relativamente elevadas determinan en gran parte el régimen de las corrientes fluviales, varias de ellas permanentes.

Las principales corrientes fluviales son las de Tenancingo y sus afluentes hacia el occidente, drenando de norte a sur por profundas barrancas labradas sobre materiales conglomeráticos de origen continental. También es importante

el río Chalma, que drena con el mismo sentido que el anterior, tocando la población del mismo nombre, y se dirige hacia las grutas de Cacahuamilpa, al norte del vecino estado de Guerrero. El río Tembembe, que nace en la sierra de Zempoala, sigue una dirección divagante entre contactos litológicos y sale de la región por la llanura aluvial que rodea al poblado de Miacatlán, al sureste de la zona. Otras corrientes importantes son los ríos Sabinos y Apatlaco, que con sus numerosos afluentes disecan profusamente el relieve en la porción oriental de la región.

II MARCO GEOLOGICO GENERAL

En la expresión y desarrollo de las formas del relieve, la litología juega un papel determinante. La edad, origen, composición, espesor e inclinación de estratos, así como su grado de fractura, son aspectos importantes que deben ser considerados en su estudio, toda vez que son valiosos elementos de análisis que permiten comprender la evolución dinámica de los rasgos geomorfológicos.

Así pues, en este capítulo presentamos algunas características esenciales de los tipos litológicos que se reconocen en la región, y algunas notas sobre su evolución histórica.

A. Estratigrafía

Entre los trabajos realizados a este respecto cabe destacar el de Fries (1960), que aunque solo comprende una porción de la zona aquí estudiada, sirvió de base para la identificación de las formas geológicas que se presentan en el resto de la región.

Otros trabajos posteriores corroboran en algunos casos y modifican en otros, algunas de las conclusiones alcanzadas por Fries. Entre estos autores citaremos a Pano (1971), Campa et al (1974), Ochoterena (1978), Ortiz Pérez (1977), Campa (1979), López Ramos (1979) y De Cserna (1982).

Se mencionó con anterioridad que la región constituye una zona de contacto entre dos megaestructuras. Este hecho da como resultado la complejidad geológica y geomorfológica de la región en estudio. Se presentan desde rocas mesozoicas, correspondientes a las estructuras plegadas de la Sierra Madre del Sur, hasta los materiales holocénicos producto del vulcanismo.

En base a los trabajos geológicos existentes, se establece la siguiente descripción de la columna geológica representativa de la región.

M E S O Z O I C O

Las rocas mesozoicas cubren un área importante de la región, siendo éstas características de la porción sur. Consisten de rocas metasedimentarias de tipo pizarra y filita, y sedimentarias del tipo de las calizas, que a continuación se describen.

Jurásico medio - Cretácico "medio" (1)

Representan a esta unidad los materiales que afloran hacia el oeste de la región en estudio, tanto al oriente co

- (1) El cretácico "medio" comprende los pisos albiano y cenomaniano, el primero cretácico inferior y el segundo superior. Es en realidad parte de la clasificación convencional utilizada por PEMEX, aunque no está aceptado este concepto a nivel mundial.

mo al occidente de Ixtapan de la Sal.

Pano (1971) relaciona estos afloramientos con el Es quisto Taxco, que se presenta en un área reducida al oriente del poblado guerrerense del mismo nombre. Como pudo comprobarse en el campo, los afloramientos de rocas metasedimentarias que aquí se describen incluyen además filitas y pizarras, originadas por un metamorfismo regional de grado bajo sobre lutitas.

Esta unidad se compone de estratos delgados de color gris verdoso y crema café claro con brillo micáceo, que presentan un alto grado de diaclasamiento, lo que la hace susceptible a un desgaste erosivo relativamente sencillo. Esto último ha favorecido la eliminación de las capas calizas suprayacentes de la Formación Morelos.

La edad de estas rocas ha sido motivo de discusión. Fries (1960) le asignó una edad "probablemente más antigua que el mesozoico" (p. 34).

Sin embargo, podemos citar los estudios detallados de Campa et al (1974) que corroboran, por correlación faunística, lo que Burkhardt (1925-1930) concluyó acerca de la edad de estas rocas. Los límites cronológicos establecidos para éstas son el titoniano y albiano; es decir que pertenecen al jurásico superior y cretácico inferior.

Cretácico inferior

Está definida esta secuencia por una unidad consistente en una serie de capas arcillosas y limosas con algunos inter-estratos calcáreos. Su color varía de gris a gris oscuro e incluso a negro, debido a la presencia de materia carbonosa. "Un supuesto resto de esta unidad descansa sobre el Esquisto Taxco" (Fries 1960) en las inmediaciones del poblado guerrerense que le da nombre a este último. La localidad tipo estudiada por Fries se localiza en el poblado de Acuitlapán, Gro., nombre con el que fue bautizada esta Formación.

La Formación Acuitlapán descansa discordantemente sobre materiales más antiguos y se encuentra cubierta por las Formaciones Morelos y Xochicalco. Con base en la fauna aptiana de estas dos últimas unidades, y por la presencia de rocas jurásicas subyacentes a la Formación Acuitlapán en la localidad tipo se le ha asignado una edad del cretácico temprano.

En la región en estudio, esta Formación Acuitlapán está presente en una franja que corre desde el poblado de Acatzingo hasta San Gaspar, con dirección norte-sur, estando cubiertas por las rocas calizas de la Formación Morelos.

Cretácico "medio"

Esta época está definida por dos unidades "que representan cambios de facies de sedimentos carbonatados en bancos arrecifales a (facies) de sedimentos calcáreos en capas delgadas con pedernal" (Campa, 1979).

La unidad de sedimentos en bancos arrecifales está representada en la porción centro sur de la región principalmente, formando parte del "anticlinorio Cacahuamilpa-Chalmita" (Campa, op. cit.). Consiste esta unidad de gruesas capas de caliza y dolomía, constituyendo un material altamente resistente a los procesos modeladores. Su grado de fractura es relativamente bajo, aunque las disyunciones tienden a ser extensas. A esta unidad Fries (1960) la reconoció como dos Formaciones: Morelos y Cuautla.

La sedimentación en capas delgadas se presenta hacia el sureste de la región, en la sierra de Xochicalco, en donde ha sido intrusionada por un tronco granítico. Esta unidad, llamada Formación Xochicalco por Fries, muestra espesores delgados en sus estratos con abundante pedernal negro laminado. Constituye en realidad una extensión de la Formación Tamaulipas superior, estudiada por Tarango (1973). En terminos generales, el grado de fractura es bajo, similar al de la caliza Morelos; las disyunciones son prominentes y facilmente reconocibles.

C E N O Z O I C O

A partir del cenozoico se presenta un cambio fundamental en los procesos geológicos: termina la sedimentación marina, dando paso a los procesos continentales, mismos que continúan hasta nuestros días.

Eoceno-oligoceno

Estas épocas están representadas por bancos sedimentarios de color rojo, consistentes de conglomerados calcáreos y volcánicos, arenas, limos y tobas, así como de derrames lávicos interestratificados; constituye este grupo a las rocas continentales más antiguas del centro de México. Fries (1960) le llamó Grupo Balsas, y se reconoce en escasas localidades con afloramientos de dimensiones reducidas que carecen de expresión a nivel regional: al norte de Miacatlán, sobre el cauce del río Tembembe a la altura de Xochicalco y hacia el centro y sur de la región. Es correlacionable este grupo con los afloramientos del conglomerado rojo de Guanajuato y del Morro, presentes en los estados de Guanajuato e Hidalgo, respectivamente.

Oligoceno-mioceno

Consisten estas unidades de rocas originadas por un vulcanismo regional. En primer término tenemos

los derrames riolíticos que se localizan al sur de Acatlipa, situado hacia el extremo sureste de la región en estudio, siendo el tipo geológico más reducido espacialmente de la misma. Se puede considerar parte de lo que Fries (1960) llama mó Riolita Tilzapotla.

Otro tipo litológico que al parecer es correlacionable está constituido por "tobas y lahares asociados a depósitos de ignimbrita" (Campa, 1979). A esta unidad se le conoce con el nombre de Formación Tepoztlán.

El nombre de la Formación Tepoztlán se propuso para los afloramientos cercanos al poblado morelense, fuera de la zona que aquí estudiamos. Sin embargo, y como lo cita Fries (1960)" esta Formación se extiende al poniente del poblado citado (Tepoztlán) y reaparece saliendo por debajo de la Formación Cuernavaca... y continúa por una distancia de 10 a 15 kilómetros en el estado de México", presentándose así, en nuestra zona de trabajo, hacia el norte y noreste.

Siendo esta formación un atractivo a la investigación, ha sido objeto de estudios geológicos y geomorfológicos, entre los que se cuentan los trabajos de Ordoñez (1938), Lozano (1953) y Fries (1960), cuyas descripciones sirvieron de base a Ochoterena (1978) para realizar lo que es hasta ahora el último estudio sobre esta formación.

Está constituida esta unidad por detritos volcánicos

andesíticos dispuestos en capas que van desde los 50 cm hasta los 10 metros de espesor, variando su tamaño los componentes desde arcilla fina hasta bloques de más de un metro; el grado de fractura es el más alto de la región.

Se ha presentado cierta discusión acerca del origen de esta formación, coincidiendo la mayor parte de los autores en su génesis volcánica. Sin embargo, y como lo llega a insinuar Fries, Ochoterena (1978) concluye que la Formación Tepoztlán" se originó por el desarrollo de abanicos aluviales coalescentes, que constituyeron un cono principal de deyección" (p. 53), mismo que en la actualidad se encuentra sumamente erosionado. Es decir que, se trata de sedimentos de origen volcánico transportados y redepositados a través de la hares y fanglomerados.

Con base en las consideraciones anteriores, y en correlaciones estratigráficas, Ochoterena (1978) también concluye, a diferencia de los otros autores mencionados, que "la Formación Tepoztlán es posterior al vulcanismo Oligoceno-Mioceno y anterior al Plioceno Superior; por consiguiente su edad debe ser del Plioceno Inferior" (p. 53). Sin embargo, aquí consideramos a la Formación Tepoztlán dentro de los límites oligoceno mioceno debido, en parte, a la concordancia de la mayor parte de los autores y a la falta de aceptación de la teoría de Ochoterena por parte de algunos

investigadores. No obstante, nosotros pensamos en lo particular, acerca del origen de esta formación, que las condiciones citadas por Ochoterena para el Tepozteco se presentan en forma más favorable al oeste de Cuernavaca, por lo que la idea nos parece aceptable, a reserva del estudio detallado de la formación en nuestra región, que por otra parte, el mismo investigador está llevando a cabo.

Además de los tipos litológicos mencionados, debemos incluir a los derrames lavícos de composición andesítica que se localizan al noreste de la región en estudio, al norte de los abanicos conglomeráticos sobre los cuales se asienta la ciudad de Cuernavaca. Forman parte estos derrames, de lo que Fries llamó Andesita Zempoala, misma a la que atribuye, con base en correlaciones estratigráficas, una edad del mioceno superior "aunque podría incluir capas del Plioceno más temprano" .

El límite cronológico miocénico, es dado por Fries con base en la Formación Tepoztlán. Si aceptamos las conclusiones a que llegó Ochoterena, resultaría que la edad de la Andesita Zempoala debe ser pliocénica.

Plioceno-cuaternario

Al este y oeste del área en estudio se localizan rocas sedimentarias continentales, esencialmente en estructu

ras conglomeráticas de bloques subangulosos que, conforme nos alejamos al sur, tienden a ser cada vez más finos. Son estos depósitos grandes abanicos coalescentes que abarcan extensas áreas.

Esta acumulación de material conglomerático se deriva principalmente de complejos andesíticos: al este provienen de la Andesita Zempoala y Formación Tepoztlán, mientras que al oeste de la región de estudio se derivan del complejo andesítico del Nevado de Toluca.

Fries (1960) denominó a los depósitos orientales como Formación Cuernavaca, debido a que la capital morelense se asienta sobre estos materiales, y le atribuyó, en principio, una edad que va del plioceno superior al pleistoceno inferior. Las estructuras del oeste han recibido el nombre de Formación Chontalcoatlán (De Cserna, 1968), aunque en realidad constituye aparentemente la misma unidad.

La edad pliocénica ha sido establecida por la presencia de osamentas de elefantes (Bonet, 1970). Sin embargo, Ortiz Pérez (1977) objeta este aspecto, y basado en trabajo de campo detallado, determinó que el límite cronológico superior de esta formación debe situarse en el holoceno. Ortiz Pérez llegó a esta conclusión debido a la presencia de interestratificaciones lávicas dentro de la formación, que pueden considerarse equivalentes, tanto en composición

como en edad a las del Grupo Chichinautzin, pudiendo incluso formar parte de él.

El Grupo Chichinautzin representa otro tipo litológico característico de la región.

Fries (1960) propone este grupo, cuyo nombre se deriva del volcán holocénico, para comprender "todas las corrientes lávicas, estratos de tobas y brecha y materiales clásticos interestratificados depositados por agua, de composición andesítica o basáltica que descansan en discordancia encima de la Formación Cuernavaca o de unidades más antiguas" .

Las primeras manifestaciones de este grupo pueden situarse en el pleistoceno y continúan en nuestros días, como lo evidencian las erupciones del Xitle, ya en tiempos históricos, o las del Parícutín, en 1943.

Este grupo se encuentra representado en nuestra región por extensas coladas lávicas que corren de norte a sur en el oriente y centro, mismas que ocupan antiguos valles. Estas coladas llegan a formar relieves de escasa pendiente debido a su gran fluidez, como lo demuestran las mesetas de La Laguna y El Guajolote, en el centro de la región. Además, encontramos conos piroclásticos al sur de Tenancingo y Villa Guerrero, cuya extrema juventud es evidente ante la ausencia de rasgos erosivos, característica del grupo de que

se trata.

También es importante señalar el hecho de que las manifestaciones volcánicas recientes, al modificar el relieve, han alterado los ciclos de los procesos erosivos y acumulativos, formándose gran cantidad de barrancos, y alimentando, por otro lado, las planicies aluviales marginales.

Lo anterior permite inferir que la evolución geológica en esta zona, al igual que en gran parte del territorio mexicano, se caracteriza por un proceso de acumulación de sedimentos en un medio marino, durante el jurásico tardío y el cretácico. El paleógeno representa un levantamiento regional, y en el eoceno se produce la orogenia, misma que continúa en el oligoceno y neógeno-cuaternario. Esto último lo atestiguan las formas volcánicas del mioceno y plioceno.

El cuaternario es una época de intensa actividad tectónica. Por un lado, está presente el vulcanismo, cuyos productos cubren parcialmente a las rocas sedimentarias mesozoicas, y por otro, una intensa erosión de las montañas origina hacia el pie de éstas, una amplia zona de acumulación, junto con los depósitos lahares.

B. Tectónica Regional y Geología Histórica

Como se ha mencionado en su oportunidad, la región en estudio comprende porciones de dos estructuras de dimen

siones subcontinentales: El Sistema Volcánico Transversal y La Sierra Madre del Sur.

El Sistema Volcánico Transmexicano corresponde a una faja que corre desde los estados de Jalisco y Nayarit, al oeste, con dirección oriente hasta el estado de Veracruz, constituyendo la región volcánica más moderna y activa de nuestro país. El ancho de esta faja varía, en general, entre los 20 y los 70 kilómetros, y representa "una acumulación extraordinaria de rocas volcánicas de edad cenozoica. Su desarrollo hace unos 25 millones de años, siendo posterior a la formación de las riolitas de México" (Me. de la Construcción del Drenaje Profundo, p. 13). Tenemos entonces una estructura compleja cuyo origen y desarrollo deben situarse en el neógeno y cuaternario.

El cenozoico en general, y el neógeno en particular, representan una época caracterizada por una extraordinaria actividad volcánica, misma que presenta una estrecha relación con el movimiento de las placas tectónicas que convergen en la llamada trinchera de Acapulco, o trinchera Mesoamericana, más correctamente dicho. Mooser (1975) establece el modelo tectónico para explicar la formación del sistema, que en términos generales comentamos a continuación.

Según Mooser, en el Pacífico Oriental se extiende una dorsal o zona de creación de fondo oceánico (Alto del

Pacífico Oriental), misma que durante el terciario temprano presenta una orientación general norte-sur. Este nuevo lecho oceánico se hundía, al este, en la trinchera que bordeaba la margen continental. El choque de estos dos bloques provocó, dentro del continente, el vulcanismo riolítico que cubrió gran parte del sur y oeste de México. A mediados del terciario, el Alto del Pacífico se hunde bajo el continente en la región de Puerto Vallarta, reduciendo la trinchera mencionada a su tramo meridional y formándose, así, la moderna trinchera mesoamericana. El movimiento de placas que se ha descrito, es el causante según Mooser, de la reactivación de una geosutura, probablemente precámbrica, que marca la unión entre dos masas y que correspondería al Sistema Volcánico Transversal. Asimismo, estos movimientos dan lugar al sistema ortogonal de fracturas, que controlan a los volcanes y que a su vez determinan la formación de pilares y fosas tectónicas a lo largo de la faja volcánica.

Para Mooser (op. cit), el Sistema Volcánico Transversal pasó por siete fases distintas en su evolución. Antes de que se presentaran estas fases, durante el cretácico temprano, el territorio nacional, incluida la región que hoy ocupa el sistema que se trata, se encontraba cubierto casi en su totalidad por mares, teniendo un desarrollo de tipo geosinclinal, en el cual se caracterizaban las fases de

acumulación y hundimiento. En el cretácico tardío, comienza la emersión de las estructuras plegadas, misma que prosigue durante el paleoceno y eoceno temprano. Esta evolución geológica activa la geosutura ya mencionada y es, durante el eoceno tardío en que se presentan las primeras emisiones volcánicas que pueden considerarse como primarias de lo que hoy en día constituye el sistema volcánico en cuestión. Los materiales que caracterizan a esta emisión primaria, o primera fase volcánica son esencialmente de tipo intermedio o ácido y corresponden a los materiales efusivos del Grupo Balsas, descrito en su oportunidad. En esta primera fase se puede situar, probablemente, la aparición del tronco granítico de Colotepec, de edad cretácica tardía-paleoceno (?), siendo este ejemplo el único representante magmático ácido de esta época en la región en estudio. Los depósitos volcánicos subsecuentes consisten principalmente de tobas y brechas, así como de lavas que representan las seis fases restantes. La segunda fase volcánica se caracteriza también por la emisión de materiales intermedios a ácidos durante el oligoceno, por lo que puede estar presente en nuestra región en el cerro de Acatlipa, constituido por la riolita Tilzapotla.

Durante la tercera y cuarta fases volcánicas las emisiones también son intermedias a ácidas y se desarrollan durante el oligoceno superior y mioceno. Carecen estas dos

fases de rasgos representativos en nuestra región, aunque ca be mencionar que durante el mioceno el Nevado de Toluca pre senta emisiones andesíticas importantes, mismas que nos inte resan por la estrecha relación que guarda aquella estructura volcánica con nuestra zona.

La quinta fase comienza en el mioceno, continúa du rante el plioceno y abarca inclusive los inicios del cuaternario. Se caracteriza esta época por la emisión de mat eriales andesíticos y dacíticos, dentro de los cuales podemos in cluir al propio Nevado de Toluca y a los derrames que confor man la Sierra de Zempoala, que aparecen en su porción meri dional al NNE de nuestra región, a partir de los cuales se desarrolla el glacis pliocuaternario de la Formación Cuernavaca, y Chontalcoatlán en el caso del Nevado.

Las fases seis y siete comprenden al cuaternario y se caracterizan por emisiones intermedias y básicas, mismas que conforman la mayor parte del relieve volcánico de la re gión en estudio. La fase siete se encuentra representada por las emisiones que originaron la Sierra Chichinautzin, que según Mooser cierra la cuenca de México al impedir el drenaje hacia el sur. Los derrames al este de Cuernavaca con extensas coladas que provienen y conforman de hecho el declive sur de las sierras que limitan en su porción sur a la cuenca de México. Hacia el centro de la región, los de-

rrames lávicos y los volcanes, esencialmente basálticos, presentan conexión con la franja volcánica de Tenango-Zempoala, misma que interrumpió como en el caso del Chichinautzin, el drenaje hacia el sur de la cuenca alta del río Lerma, en este caso.

Al sur de este sistema volcánico, las cadenas montañosas presentan una gran complejidad, misma que impide la diferenciación clara de las mismas, como sucede en el Sistema Volcánico, al que se ha hecho referencia anteriormente. Estas cadenas montañosas plegadas, correspondientes al complejo de la Sierra Madre del Sur, han sido poco estudiadas desde el punto de vista tectónico regional. En un esquema de evolución geológica ideal, Fries (citado por Campa, 1979) se basa en un modelo de basamento paleozoico o precámbrico que ha sufrido movimientos verticales con invasiones y retrocesos del mar que depositaban las columnas mesozoicas. Específicamente en nuestra región, donde las rocas son esencialmente cretácicas, Ontiveros (1973) explica que estas se plegaron durante la revolución geológica conocida con el nombre de Laramidie (cretácico-paleoceno) a consecuencia de fuerzas de compresión originadas por el ascenso y descenso de dos grandes masas representadas por la península de Oaxaca, al oriente, y la Antigua Tierra de Taxco-Zitácuaro, al poniente.

En resumen tenemos que el relieve de la zona en estudio, tanto sedimentario como volcánico guardan una estrecha relación con el movimiento de las placas tectónicas durante el período cretácico-paleoceno, que propicia la aparición de plegamientos, y posteriormente de las fases volcánicas que originaron el Sistema Volcánico Transversal.

Como se puede apreciar, los trabajos de tectónica regional sobre el Sistema Volcánico Transversal y la Sierra Madre del Sur son escasos, y la información que nos proporcionan los autores ya citados se pueden sintetizar en los siguientes puntos.

La evolución de estas grandes estructuras se produce en las tres etapas tectónicas características:

- 1) Hundimiento y acumulación: desarrollo de una fosa oceánica, en el jurásico-cretácico;
- 2) Levantamiento a fines del cretácico, paleoceno, y eoceno temprano y medio;
- 3) Orogenia en el eoceno tardío (y continua hasta el cuaternario).

La actividad volcánica que se reconoce así, desde el eoceno tardío, e incluso en el holoceno, es parte de la última etapa de actividad: la neotectónica, misma que guarda una muy estrecha relación con la geomorfología (Jaín, 1980).

III GEOMORFOLOGIA

La geomorfología, cuyo significado etimológico equivale al estudio de las formas de la Tierra, puede considerarse una ciencia joven, no obstante tener sus raíces en lo más remoto de la historia. En efecto, es con W. Davis y con W. Penk a fines del siglo pasado y principios del presente, en que la geomorfología se constituye como una ciencia de enlace entre aspectos espaciales (geográficos) y temporales (geológicos), dando lugar a que surja como ciencia independiente en el contexto de las ciencias de la Tierra. Tenemos así, que de la unión de conceptos geográficos y geológicos se constituye la base de la geomorfología, ciencia que estudia las formas del relieve en el espacio y a través del tiempo.

Para llevar a cabo el análisis global de las formas de relieve, es necesario considerar a los procesos involucrados en su desarrollo: los creadores y los modeladores.

Los procesos creadores, o endógenos, son los responsables de la construcción del relieve. Las montañas plegadas y el relieve derivado de las manifestaciones volcánicas, son ejemplos de relieve originado por las fuerzas internas del planeta, sea tectonismo o volcanismo.

La exogénesis, o procesos modeladores del relieve, implican la acción de dos trabajos principales: la denudación y la depositación. Es decir, que los procesos exógenos tienden

a destruir las formas creadas por el tectonismo y el vulcanismo, propiciando su nivelación.

Para lograr el estudio cabal de las formas del relieve, la geomorfología considera seis elementos básicos de éste, que son:

1. Morfología, que comprende a la morfografía y a la morfometría; la primera encargada de evaluar sus características cualitativas y la segunda sus propiedades cuantitativas.

2. Génesis, o bien, origen de las formas en función de los procesos que predominaron en su creación.

3. Edad, o tiempo absoluto o relativo que ha transcurrido desde su formación.

4. Evolución, o etapas de desarrollo por las que el relieve ha pasado.

5. Dinámica, o evaluación de los procesos actuales que actúan sobre el relieve.

6. Zonificación geomorfológica, o extensión espacial de las formas y/o conjuntos de formas.

El relieve es así, un sistema complejo, en el que sus partes están todas en estrecha relación. Por esto, su comprensión requiere el análisis de todos los elementos mencionados, sin lo cual, se contempla no el todo, sino las partes del mismo, lo que puede conducir a conclusiones erróneas o insuficientes.

Dentro de estas determinaciones, se pretende enfatizar, en esta tesis, sobre la morfometría y su utilidad como técnica de evaluación geomorfológica. A este respecto, y a manera de introducción al empleo de esta técnica, comentaremos algunos aspectos relacionados con el uso de métodos cuantitativos de análisis.

En la década de los cincuentas, la geografía afrontó lo que dió en llamarse la Revolución Cuantitativa. Esta, implicaba, como lo explica Burton (1963) una "matematización de gran parte de nuestra disciplina, con la cual se enfatizaba en la construcción y comprobación de modelos teóricos por métodos esencialmente numéricos". Esta revolución dejó sentir sus efectos también sobre la geomorfología, disciplina eminentemente ligada a la geografía.

Mucho se ha escrito a favor y en contra sobre el uso de técnicas cuantitativas en nuestro campo. Stamp, por ejemplo, argüía que el uso de estas técnicas cuantitativas significaría la adición de una preparación matemática del geógrafo, lo que haría más amplia y compleja su formación profesional. Stamp (citado por Burton op cit) implicaba, pues, que la "matematización" quedaba fuera del campo de trabajo del geógrafo.

Otra oposición al uso de estas técnicas se basa en el hecho de que existen parámetros no medibles en geografía. Sin embargo, podemos decir que la calidad de un fenómeno no medi--

ble se restringe a factores no físicos, como serían algunos socioeconómicos. Haciendo alusión a la complejidad del paisaje, los "cuantitativistas" explican, que precisamente por esa complejidad, las técnicas cuantitativas pueden emplearse; el problema esencial consiste en distinguir en el complejo conjunto de factores, cuales de ellos pueden ser, o deben ser, medidos para llegar al análisis del problema.

Apoyando el uso de estos métodos como técnicas de comprobación de modelos teóricos, podemos referirnos a las matemáticas como ciencia exacta. Debemos aceptar que la comprobación o el análisis de factores naturales por medio de modelos matemáticos es definitivamente riguroso, y que el análisis e interpretación correctos de los resultados de la aplicación de dichos métodos serán seguramente de gran utilidad en el análisis del problema planteado.

Lester King, apoyando a Strahler (ambos citados por -- Burton, op cit), asienta que el análisis estadístico consituye una herramienta dentro del estudio de fenómenos y procesos complejos, en los que interviene un gran número de variables. El resultado final redundará en una mayor precisión del pensamiento científico.

Así, entonces, en este trabajo hemos implicado factores medibles por un lado los que determinan la evolución y dinamismo del relieve, y por el otro, los factores resultado de

la interacción de los anteriores con los factores exogénicos.

Como ejemplo de factores medibles que influyen en la dinámica del relieve, tenemos a la pendiente del terreno, las condiciones climáticas, y otras. Como parámetros referentes a los resultados de la interacción de los fenómenos mencionados son ejemplo, la densidad y profundidad de la disección, la disección general del relieve, etc., mismos que al ser interpretados serán de gran utilidad en el análisis de las estructuras geomorfológicas, objetivo de esta tesis.

Metodología y Análisis morfométricos.

El análisis morfométrico de la región en estudio se realizó con base en distintos parámetros, cuyo estudio es importante para comprender y detectar los procesos geomorfológicos que actúan sobre el relieve, y éste comprende las siguientes determinaciones:

1. Pendientes;
2. Densidad de la disección;
3. Profundidad de la disección;
4. Disección general.

La metodología para la elaboración y los resultados obtenidos de las cartas se describen a continuación:

1. Carta de Pendientes.

La pendiente del terreno constituye un factor de suma importancia, por cuanto a que condiciona en gran parte la

acción de los agentes exógenos modeladores del relieve. En zonas de pendientes abruptas la erosión hídrica se manifestará con mayor intensidad, pues la aceleración que experimentan las masas de agua de escurrimiento, repercute en su capacidad de erosión, modificando sustancialmente el relieve. Lo contrario sucede a medida que la pendiente disminuye, ya que la competencia de las corrientes tiende a reducirse en forma notable, conjuntamente con su capacidad de modelado erosivo.

Además del trabajo erosivo fluvial, un gran número de experimentos han determinado que la pendiente es de singular importancia en la ocurrencia de procesos gravitacionales. Por ejemplo, los derrumbes se presentan en pendientes fuertes, entre 20° y 45° de inclinación; corrimientos y reptación en pendientes superiores a los 12° ; la solifluxión en inclinaciones que sobrepasen los 6° , etc. Resulta evidente, así, la importancia de la cuantificación de las pendientes en un estudio geomorfológico, y la gran importancia que desde el punto de su aplicación tiene este parámetro en agricultura, asentamientos humanos, obras de ingeniería, etc.

La carta de pendientes fue elaborada midiendo directamente sobre una base topográfica la distancia horizontal entre las curvas de nivel; la distancia vertical se obtiene directamente de los valores de las cotas de cada curva. Con estas dos medidas se obtiene, valiéndose de la función tangente, el

valor de la pendiente en grados para cada caso que se considere.

Para la elaboración de una carta de pendientes, encontramos diversas recomendaciones sobre la categoría de valores a ser considerados, "lo más recomendable es establecerlos convencionalmente de acuerdo con la orientación del trabajo, el relieve de la región y la escala de la base topográfica" (Lugo H. 1978).

En el caso de un trabajo geomorfológico general, donde la pendiente es parte del análisis, como en el caso de esta tesis, resulta lo más conveniente establecer la categoría de valores en función de la escala, como ya se mencionó, y en los contrastes del relieve. De acuerdo con lo anterior, se eligieron los siguientes rangos aplicables a la relación del relieve con el proceso de erosión vertical, ya que para el de la erosión del suelo no podría considerarse esta categoría de valores.

| Pendiente (grados) | Grado de Erosión (potencial) | |
|-----------------------|---------------------------------|-----------|
| De 0 a 1.5 | Nula | Planicies |
| De 1.5 a 3 | Muy débil | " |
| De 3 a 6 | Débil | " |
| De 6 a 12 | Moderada a fuerte | Laderas |

| | | |
|-------------|------------|---------|
| De 12 a 20 | Fuerte | Laderas |
| De 20 a 45 | Muy fuerte | " |
| Mayor de 45 | Intensa | " |

Del análisis de los resultados obtenidos en la carta de pendientes, se desprenden las siguientes relaciones:

En primer término, tenemos las pendientes entre los 0° y 1.5° de inclinación. Encontramos este rango en las llanuras de Tenancingo, al NNW, de Miacatlán al SSE y al SSW, la de El Zapote. En los tres casos mencionados, las planicies se encuentran cubiertas por materiales aluviales que los ríos acarrearán de las eminencias circundantes y depositan al perder competencia.

También encontramos pendientes mínimas en las planicies proluvial-deluviales que geológicamente se reconocen como Formación Chontalcoatlán, presentándose al W y SW de la región. A diferencia de los casos anteriores, en estas llanuras no se presenta la cubierta aluvial. Asimismo, la extensión de estas llanuras es menor que la que alcanzan las aluviales, y están cortadas por barrancos profundos.

Otra planicie de pendientes análogas a las ya citadas, se localiza hacia el sur. Su origen es ciertamente distinto a los casos anteriores, pues constituye la parte elevada de --

una colada de lava basáltica, cuya extrema fluidez determinó su configuración plana.

Las pendientes entre los 1.5° y 3° se presentan principalmente en las estructuras transicionales de piedemonte, constituidas por materiales conglomeráticos de las Formaciones Cuernavaca y Chontalcoatlán, al este y oeste de la región en estudio. En otros casos, al sur por ejemplo, se presentan estas pendientes sobre materiales clásticos al pie de las montañas.

En otros casos, estas pendientes son escasas, constituyendo espacios transicionales entre rangos superiores e inferiores.

El rango de pendientes entre 3° y 6° de inclinación, se presenta en forma más amplia que los dos casos anteriores. Predomina en la porción media del depósito conglomerático situado al W de la ciudad de Cuernavaca, y en la porción sur del depósito análogo a éste, al oeste de Tenancingo. En zonas de rocas volcánicas de tipo básico, al norte, este rango puede considerarse representativo. Una última estructura comprendida en esta categoría de pendientes la localizamos en la planicie circundada por cadenas plegadas metasedimentarias al SW de la región, en la cual el material predominante es el travertino. Estas superficies no presentan, aún, rasgos de erosión que puedan considerarse importantes.

Las pendientes entre 6° y 12° corresponden a laderas y se distribuyen profusamente a lo largo de la zona, comprendiendo superficies en las bases de las montañas, sin agruparse en ningún tipo litológico en particular. A diferencia de los casos anteriores, los rasgos erosivos fluviales como los regueros y las cárcavas, hace su aparición, siendo las formas características de este rango de pendientes.

Las pendientes entre 12° y 20° se distribuyen a todo lo largo de la región, siendo características de zonas montañosas, tanto plegadas como volcánicas. Los rasgos erosivos son más patentes, alcanzando las cárcavas dimensiones considerables que las enmarcan dentro de la categoría de barrancos. Estas se manifiestan en forma más notable sobre las rocas metasedimentarias y volcánicas principalmente siendo más escasas sobre los materiales calcáreos.

Las pendientes entre 20° y 45° se presentan en las laderas de las montañas, tanto plegadas como volcánicas. En estas últimas, los rasgos erosivos, como los barrancos, se encuentran estrechamente espaciados, mientras que en las estructuras montañosas calizas la erosión no ha actuado de la misma manera. También en las laderas de los barrancos, se presentan pendientes fuertes, sobre las cuales actúan tanto procesos erosivos como gravitacionales.

El rango de pendientes superior a los 45° es propio de

las elevaciones montañosas de la Formación Tepoztlán, donde --
tienen desarrollo incluso paredes verticales. Además, este --
rango se presenta en las laderas de las profundas barrancas -
del río Tenancingo, y en general sobre un gran número de co- -
rrientes que discurren sobre los materiales conglomeráticos, -
tanto al este como al oeste de la región. Asimismo, se recono -
cen también pendientes fuertes en algunos escarpes de falla al
SW de la zona; en este caso son más intensos los procesos ero-
sivos y gravitacionales.

Todo lo anterior permite apreciar que la pendiente del
terreno se reconoce con una zonificación clara, misma que ca--
racteriza a sus principales formas. Es también un parámetro -
fundamental, que junto con los que se contemplan a continua- -
ción, permiten más adelante establecer las secuencias de desa-
rrollo del relieve así como la zonificación de los procesos --
geomorfológicos.

2. Carta de la Densidad de la Disección del Relieve.

La carta de la densidad de la disección, también llama
da de la disección del relieve en planta, representa en sí la
erosión de la superficie terrestre en cuanto a la longitud de
talwegs por Km², de acuerdo al detalle reconocible en la esca-
la de trabajo 1: 50 000.

La elaboración de esta carta puede considerarse senci-
lla aunque muy laboriosa. Los pasos que se siguen para su ela

boración se describen a continuación:

Sobre la carta o cartas topográficas se trazan todos los talwegs, tanto los impresos como los que no lo están, infiriéndose la existencia de estos últimos a partir de la configuración que adoptan las curvas de nivel. Una vez trazados, se divide la superficie del mapa en figuras geométricas y se procede a la medición longitudinal de los talwegs en cada una de ellas. En nuestro trabajo establecimos convencionalmente cuadros iguales de 20 Km^2 , de acuerdo a las recomendaciones de autores como Spiridionov y Polkanov (Lugo H. 1981). Obtenido este valor para cada superficie se interpola, uniendo con isofleas los valores de los rangos establecidos convencionalmente.

La escala que se adió en esta tesis comprende valores cada 500 m/Km^2 .

- menor de 0.5 Km/Km^2
- de 0.5 a 1.0 Km/Km^2
- de 1.0 a 1.5 "
- de 1.5 a 2.0 "
- de 2.0 a 2.5 "
- de 2.5 a 3.0 "
- de 3.0 a 3.5 "
- mayor de 3.5 "

Antes de interpretar los valores que obtuvimos enunciaremos algunos factores que repercuten en una alza o baja del -

parámetro que se trata.

Uno de los factores más importantes que intervienen en la densidad de la disección es el grado de fractura. Su importancia radica en el hecho de que las fracturas constituyen zonas de debilidad, las cuales favorecen el encauzamiento del agua y la consecuente disección del relieve. Esto entonces, significaría que las estructuras con mayor densidad de fracturas serán más propensas a presentar valores elevados de disección.

La composición litológica es otro elemento de gran importancia en el desarrollo de la red fluvial. Sus características de resistencia, espesor de estratos, capacidad de infiltración, etc. son igualmente importantes en el comportamiento del parámetro que se trata.

Otro componente intrínseco del relieve, la pendiente del terreno, es posiblemente el factor más importante que determina tanto la evolución, como la dinámica erosivas de las formas de relieve. En las zonas de menor pendientes, entonces, los valores para la densidad de disección serán menores que en aquellas zonas en las que la diversidad de pendientes favorece el escurrimiento. Así, a medida que la pendiente del terreno se incrementa, y por ende la competencia del escurrimiento se eleva, el trabajo erosivo plasmará su huella distintiva en forma más notoria, tanto en densidad como en profundidad.

En resumen, y a manera de hipótesis, podríamos decir que los valores tenderán a ser cada vez más elevados en zonas montañosas de rocas fracturadas e impermeables. De la misma manera, las características contrarias a las citadas favorecerán la obtención de valores más reducidos. Los valores máximos y mínimos de la densidad de disección no solo se correlacionan con las estructuras geológicas y geomorfológicas, sino también con la edad de éstas, por lo que son, de esta manera, elementos útiles cuando se intenta establecer las etapas de desarrollo del relieve.

Pasaremos a describir los resultados de la densidad de disección en la región en estudio.

a. Menor de 1 Km/Km^2 .

Estos valores son detectados en dos superficies de reducida extensión, en la porción norte de la zona y al SE de la misma. En ambos casos las pendientes son mínimas, menores en general de 3° , y la litología corresponde a materiales aluviales, lo que supone la zonificación de procesos acumulativos.

b. De 1.0 a 1.5 Km/Km^2 .

Estos valores tienen una representación más amplia en la región que los anteriores. Se presentan rodeando a los valores menores con la variante de englobar terrenos con pendientes hasta de 12° . Hacia el suroeste se observan también valores de este rango, mismos que se correlacionan, al igual -

que al SE, con materiales conglomeráticos. En este caso, geológicamente, comprenden porciones de la Caliza Morelos, aunque en general predomina el conglomerado, siendo las pendientes -- análogas a las ya citadas.

c. De 1.5 a 2.0 Km/Km².

No existe, como en casos anteriores, una caracterización tan particular para las zonas donde este rango se presenta. Abarca un área importante en la porción norte y noroeste de materiales de origen volcánico principalmente. En la porción sur de la zona se presentan estos valores, comprendiendo una más amplia región que discurre con dirección W-E con algunas prolongaciones en dirección norte. La litología de esta zona consiste de materiales tanto ígneos como sedimentarios marinos y continentales, siendo el grado de fractura más notorio que en los rangos anteriores. Las pendientes, y esto debe observarse, son mayores, variando desde los 12, hasta los 45 grados de inclinación.

d. De 2.0 a 2.5 Km/Km².

Presenta, en términos generales, las mismas características que el caso anterior, difiriendo solamente en los rangos de pendiente, que incluso llegan a ser superiores a los 45° de inclinación. También la fractura, puede observarse, se presenta en mayor densidad, principalmente en los alrededores de Malinalco, en donde aflora la Formación Tepoztlán.

También en este rango quedan englobados casi la totalidad de los afloramientos metasedimentarios del SW de la región, de estratos delgados y deleznales.

e. De 2.5 a 3.0 Km/Km².

Este rango se presenta principalmente en la zona montañosa aledaña al poblado de Chalma, donde aflora la Formación Tepoztlán. Las pendientes son fuertes, en algunos casos cercanas a la vertical, siendo las fracturas más comunes que en los rangos anteriores.

f. De 3.0 a 3.5 Km/Km².

Presenta, en términos generales, las mismas características que el rango anterior, pero además de la Formación Tepoztlán, tienen una amplia representación sobre las partes altas de las formaciones Cuernavaca y Chontalcoatlán, al NE y NW de la región, respectivamente. Aunque engloba este rango de valores, pendientes en algunos casos débiles, la densidad es elevada por corresponder a las inmediatas a la ruptura de pendiente, donde las corrientes provenientes de las zonas montañosas abruptas afectan a la porción superior de los depósitos continentales de las formaciones citadas.

g. Mayor de 3.5 Km/Km².

Presenta este rango las mismas características que el anterior. Abarca una pequeña porción del abánico conglomerático del este de la región, en la que drenan corrientes pro-

venientes de la Sierra de Zempoala, situada al norte.

Como puede observarse, la densidad de la disección expresa una zonificación geomorfológica. Diferencia zonas erosivas, con valores altos, de zonas acumulativas, con valores bajos. Asimismo, nos ayuda a detectar el comportamiento de los materiales que constituyen al relieve. Este parámetro es una herramienta de análisis geomorfológico, útil en la comprensión de la evolución y dinámica del relieve.

3. Carta de la Profundidad de la Disección del Relieve.

Este elemento morfométrico, junto con el anteriormente citado, nos permite comprender en forma más completa el trabajo realizado por la erosión fluvial. Implica, en términos generales, la cuantificación de la profundidad que han alcanzado las corrientes en la búsqueda de su nivel de base, constituyéndose como una reacción a los movimientos tectónicos creadores del relieve.

Los pasos que se siguen para la elaboración de esta -- carta son los siguientes:

De la misma manera que en el caso anterior, se marcan sobre la carta topográfica base todos los talwegs, impresos e inferidos, añadiéndose a esta información los parteaguas o divisorias correspondientes a cada corriente. De esta manera, - se determina cuál es la diferencia vertical entre las partes - superiores del valle y el nivel del talweg. Esta diferencia -

será, entonces, la profundidad de corte por erosión vertical, - que se refiere a una superficie, en este caso de 5 Km², en que se divide la carta base en su totalidad (1). Posteriormente, se unen las superficies que engloben los valores de los rangos que se utilizan, mismos que son:

- menores de 40 metros
- de 40 a 100 "
- de 100 a 200 "
- de 200 a 300 "
- de más de 300 "

Entre los factores que controlan a la profundidad de la disección, se encuentran los que han sido mencionados para el parámetro anterior. Las fracturas favorecen el encajamiento y la erosión lineal, que será mayor dependiendo de la diferencia de alturas entre la cabecera del valle y su respectivo nivel de base, a lo que llamaremos "relieve relativo", la resistencia de los materiales; la pendiente, que condiciona la fuerza del agente erosivo y que implica hasta cierto punto, la diferencia de alturas relativas mencionadas; por último, la edad, que representa el tiempo de exposición a que ha estado sometido el relieve a la acción de las fuerzas exógenas.

(1) Estas superficies se han considerado las apropiadas para la escala del mapa y el relieve en estudio, de acuerdo con trabajos similares de - - Lugo H. y Martínez L. (1981) y Lugo H. (1981, en prensa).

Así pues, hipoteticamente, las zonas montañosas fracturadas y antiguas, de materiales poco resistentes, presentarán valores de disección vertical más elevados y viceversa.

Los resultados obtenidos son los siguientes:

a. Menor de 40 metros de profundidad.

Estos valores, mínimos en la región, se presentan principalmente sobre las planicies aluviales, como en el caso de Tenancingo, al norte; El Zapote al SW y Miacatlán, al SE, - siendo estos tres casos los más representativos. Constituyen estas zonas, planicies de nivel de base locales, sobre las cuales los ríos, a diferencia de otras zonas, tienden a depositar su carga o bien a erosionar ya no en sentido vertical, sino -- más bien horizontal, lo que propicia el ensanchamiento del cauce y la llanura de inundación.

b. De 40 a 100 metros de profundidad.

Estos valores se distribuyen en forma profusa en la región, presentándose de hecho en todos los tipos litológicos, pero situándose preferencialmente en las porciones basales de altas montañas de las sierras bajas. De esta manera, empieza a manifestarse la influencia del relieve relativo, que resulta al parecer, más importante que los otros aspectos considerados anteriormente. Sin embargo, en la porción occidental del afloramiento metamórfico de Ixtapan de la Sal, las fracturas han permitido una mayor disección que en la porción oriental del -

mismo afloramiento. Se incluye también en este caso, el abanico conglomerático de la ciudad de Cuernavaca en su casi totalidad.

c. De 100 a 200 metros de profundidad.

También se encuentran estos valores ampliamente distribuidos en la zona. A diferencia del rango anterior, se agrupan en las porciones medias y altas de las zonas montañosas, que se encuentran a su vez más densamente fracturadas. Los materiales conglomeráticos, al oeste de la región, análogos a los depósitos de Cuernavaca, presentan valores de disecación enmarcables en este rango. La causalidad de este hecho puede explicarse por la longitud de la cuenca, que es considerablemente mayor en el primero que en el segundo caso, sin menospreciar, claro, la influencia del relieve relativo. Esto último, favorece la aceleración de las masas de agua, y por lo tanto, la intensidad de la erosión se incrementará. También podría hacerse referencia a la forma del depósito, pues mientras que al oriente las corrientes adoptan una configuración semi-radial, al oeste tienden a unirse a una troncal, llevando consigo una mayor cantidad de agua.

d. De 200 a 300 metros de profundidad.

Corresponden estos valores a las porciones más elevadas de la Sierra de Chalma principalmente, que se encuentra constituida por las rocas de la Formación Tepoztlán, misma que

por estar sumamente fracturada, favorece la remoción de sus materiales poco resistentes. Asimismo, sobre las cadenas montañosas plegadas que forma la Caliza Morelos, estos valores se agrupan en las porciones elevadas fracturadas e incluso afalladas. Las estructuras disyuntivas, las pendientes y la resistencia de los materiales, así como la edad, son aquí los factores que controlan la profundidad de la disección vertical.

e. Mayor de 300 metros de profundidad.

Este rango se presenta con las mismas características que el anterior, pudiendo detectarse un ejemplo más claro en la porción central de la región, al sur de Malinalco, en donde la erosión, al concentrarse en una fractura, ha disecado verticalmente al relieve en forma más notable.

Vemos en general, que este parámetro permite también una zonificación del relieve: de valores mínimos en zonas planas, pasamos a valores máximos en zonas montañosas. Puede comprenderse claramente la función que desempeñan las fracturas en el modelado, y la influencia del relieve relativo en la evolución y dinámica geomorfológicas. Por esto, la carta de la profundidad de la disección resulta un elemento básico de análisis en el estudio del relieve, ya que permite, como se verá más adelante, establecer las etapas evolutivas de la región, zonificar los procesos atendiendo a su intensidad e incluso, inferir la presencia de fracturas y fallas.

4. Carta de la Disección General del Relieve.

Con este parámetro se pretende cuantificar el contraste del relieve, esto es, la disección del mismo, tanto en perfil como en planta. Consiste esta determinación en medir la longitud de las curvas de nivel en un área dada, en este caso de 20 Km^2 , por lo que la relación será, como en el caso de la densidad de la disección, de Km/Km^2 . Para nuestra región, se midieron las curvas de nivel maestras exclusivamente, con equidistancia de cada 100 metros.

Desde el punto de vista cartográfico, las curvas de nivel en un terreno profusamente disecado, o de fuerte contraste, presentarán valores mayores de longitud. Así pues, hipoteticamente, los valores máximos permiten diferenciar zonas en las que los procesos erosivos son más importantes que los acumulativos y viceversa.

Es discutible hasta cierto punto, el grado de exactitud de este método. Lógicamente, en una zona montañosa se presentarán valores superiores a los que pueden registrarse en una planicie. En nuestro caso, se presentan planicies profundamente disecadas, y conos volcánicos recientes que carecen de manera general, de rasgos erosivos fluviales, los que aquí constituyen el factor principal a considerar. De esta manera, zonas poco alteradas por la erosión pueden presentar valores máximos, o, bien, superiores a los de las planicies citadas, -

surcadas por profundos barrancos, constituyendo, en conclusión un error. Desde este punto de vista, el parámetro no es útil para explicar las morfogénesis, pero sí la morfodinámica. En todo caso, la veracidad del método puede y debe comprobarse y complementarse, con los resultados obtenidos para la densidad y profundidad de la disección, descritos anteriormente.

Los valores más altos corresponden a zonas de mayor disección (por erosión), aunque también tiene mucho que ver el proceso endógeno creador, tectónico y volcánico. Podría llamarse también esta carta, de amplitud, de cantidad o de contraste del relieve. Pero además, ya que se han tomado valores arbitrarios al tomarse las curvas de nivel con intervalos de 100 metros, como podrían haber sido de 20, 40 ó 200 metros, -- conviene agregar algo que complementa toda esta información -- morfométrica.

Si los valores obtenidos de longitud por superficie en unidades de Km/Km^2 los multiplicamos por el valor del intervalo entre curvas utilizado (0.1 Km), resulta que para cada isolínea de la carta de disección general basta con correr el punto una cifra a la izquierda para obtener la pendiente media, - pero ya que se ha elaborado la carta de pendientes con el detalle que lo permite la escala 1:50 000, y la propia carta aquí llamada de la disección general, evitaremos la descripción y - análisis de la carta de pendientes medias, lo que sería ya re-

dundancia.

Los valores obtenidos engloban densidades que van desde 1 Km/Km^2 en las porciones planas, hasta 5.5 Km/Km^2 en las zonas montañosas. Los resultados se describen a continuación.

Se presentan tres áreas de valores máximos (3.5 a 5.5 Km/Km^2) bien definidas. Dos de ellas comprenden a las sierras de Chalma y Malinalco, constituidas principalmente por la Formación Tepoztlán. Como se ha mencionado con anterioridad, y puede verse en las cartas correspondientes, las serranías descritas coinciden con los valores máximos para las pendientes, densidad y profundidad de la disección del relieve. La tercera zona, representada por las cadenas montañosas plegadas constituidas principalmente por la Caliza Morelos, presenta también valores altos en los parámetros citados. En conclusión, son estas tres zonas en su conjunto en las que la erosión se ha manifestado, y se manifiesta en la actualidad, con mayor intensidad, reflejándose esto claramente en la expresión del relieve.

Los valores mínimos se reconocen sobre las planicies aluviales. Pueden observarse valores menores de 2 Km/Km^2 en los alrededores de Tenancingo y Miacatlán principalmente. Estas zonas, como en el caso anterior, presentan correspondencia con los valores de la densidad y la profundidad de la disección, y con los valores de las pendientes, todos ellos, para el caso, mínimos.

Es importante anotar que la carta de profundidad de la disección es, de hecho, la más útil para correlacionarla con esta de la disección general, y comprobar y complementar su veracidad.

La longitud de las curvas de nivel será mayor mientras mayor sea la pendiente. Sin embargo, esto no supone forzosa--mente un trabajo erosivo. En el caso de la densidad de la disección se implica más un trabajo de modelado, aunque es la --profundidad de la disección la que expresa más claramente esta acción. Así, la configuración de la disección general del relieve debe corroborar la distribución de la profundidad de la disección del relieve.

En términos generales, podemos decir que el parámetro es útil, por lo menos en el caso que aquí se presenta, y la -generalización de su uso, apoyado en otros parámetros como lo hemos implicado, resulta de provecho en el análisis morfogenético y morfodinámico del relieve.

Hay que señalar también que las cartas morfométricas -son de gran utilidad, y más, mientras mayor sea el territorio que se estudie, pues de esta manera permiten tener un mayor número de puntos de análisis y comparación. Las cartas de densi--dad y profundidad de la disección contiguas a nuestra región -en estudio suman alrededor de cuarenta, de acuerdo a los traba--jos de Lugo Hubp y Martínez Luna (1981) y Lugo Hubp (1981), y

aunque no puede considerarse que sean suficientes, sí permiten relacionar mejor los valores de disección con factores geológicos y geográficos. Por otro lado, la carta de la disección general que hemos descrito es, en apariencia, la primera que se ha realizado en nuestro país. Está claro que no es algo absolutamente novedoso en cuanto a su esencia, pero no encontramos antecedentes en ninguna publicación.

Hay que agregar además, que estas cartas morfométricas como sucede con las geológicas y geomorfológicas no resuelven un problema inmediato. Su aplicación depende fundamentalmente de la interpretación que le dé quien las maneje. Consideramos nosotros que este tipo de material es de gran utilidad, como información complementaria a mapas temáticos de geología, geomorfología, climatología, etc. Mas adelante comentaremos algunas de las aplicaciones de la morfometría.

5. Carta Geomorfológica

Metodología y Análisis.

Contando con el apoyo de la cartografía morfométrica descrita con anterioridad, se elaboró la carta geomorfológica, misma que tiene por objeto el de agrupar a las formas de relieve de acuerdo a él o los procesos que predominaron en su creación, sean éstos endógenos y exógenos, o bien, que hayan resultado de la interacción de ambos.

Aunado a la interpretación de los resultados morfométricos

tricos se realizó un trabajo de interpretación de fotografías aéreas a escala 1:50 000 y 1:25 000, determinándose los principales rasgos del relieve de la región. Esto fue complementado con trabajo de campo, que consistió en la verificación y complementación de los datos obtenidos en el gabinete, lo que permitió una mayor comprensión de la evolución y de la dinámica del relieve.

El relieve, en general, ha sido agrupado en tres grandes grupos de tipos genéticos que comprenden las siguientes formas y sus edades.

I. Relieve Endógeno.

- a. Conos cineríticos del cuaternario.
- b. Conos volcánicos compuestos, del cuaternario.
- c. Coladas de lava del cuaternario, con cubierta de suelo o piroclastos.
- d. Laderas inferiores de piroclastos de conos volcánicos; del cuaternario.
- e. Superficies de piroclastos; del cuaternario.

II. Relieve Endógeno Modelado.

- a. Superficies de divisorias con débil modelado erosivo; del plioceno y cuaternario.
- b. Laderas de origen volcánico con erosión moderada; del plioceno y cuaternario.
- c. Laderas de origen volcánico con erosión de mo

- de falla
- litológicos
- erosivos

b. Circos de erosión

c. Talwegs y su profundidad (del valle).

Pasaremos a la descripción de los rasgos mencionados y el significado de cada uno de ellos.

En principio, hemos de aclarar las características de la clasificación utilizada. Se tienen tres grandes grupos de formas de relieve: Endógeno, Endógeno Modelado y Exógeno. El primero de ellos comprende a las formas originadas por las fuerzas internas del planeta que conservan sus rasgos originales, es decir, que no han sufrido cambios sustanciales en su estructura por efecto de la erosión.

El término endógeno modelado se aplica aquí para comprender al relieve creado por las fuerzas internas que ha perdido su expresión original, en mayor o menor grado, por efecto de la denudación.

Por último, el relieve exógeno comprende los rasgos morfológicos creados por la acción de las fuerzas externas, tanto por procesos erosivos como acumulativos.

En un cuarto apartado, agrupamos algunos rasgos, generalmente de expresión lineal, que llamamos elementos del relieve.

derada a fuerte; del plioceno.

- d. Laderas de origen metasedimentario con erosión de moderada a fuerte; del mioceno (?).
- e. Laderas de montañas plegadas con erosión moderada; del mioceno (?).
- f. Laderas de montañas plegadas con erosión de moderada a fuerte; del mioceno (?).

II. Relieve Exógeno.

A. Denudatorio.

- a. Laderas de los valles principales, modeladas por la erosión y por procesos gravitacionales; del cuaternario.
- b. Formas kársticas: dolinas y cubetas de disolución; del cuaternario.

B. Acumulativo.

- a. Planicies aluviales del holoceno.
- b. Planicies deluviales de piedemonte, del pleistoceno tardío y holoceno.
- c. Planicies proluvial-deluviales de piedemonte del pleistoceno.
- d. Superficies de travertino, del cuaternario.
- e. Terrazas fluviales, del cuaternario.

IV. Elementos del relieve.

- a. Escarpes

I. Relieve Endógeno.

En la zona en estudio, la actividad volcánica ha de jado su huella distintiva en los conos cineríticos, o bien en las superficies cubiertas de lava. Esta actividad corresponde esencialmente al cuaternario, explicándose con esto la conservación de las formas de este origen.

a. Conos cineríticos del cuaternario.

Se reconocen varios en la región. En los alrededores del poblado de Tenancingo, al sur de éste, se localizan cuatro estructuras, compuestas de piroclastos, de forma cónica; los volcanes de Tepetzingo, Sta. Cruz y otros dos sin nombre. Estos cuatro volcanes conservan sus características originales lo que hace suponer una corta edad para ellos, posiblemente -- del pleistoceno tardío. Estas estructuras debieron jugar un papel importante en la formación de la planicie aluvial que se localiza en sus inmediaciones. La configuración que presenta el relieve, hace suponer que el drenaje anteriormente se integraba a los escurrimientos que, con una dirección general norte-sur drenan actualmente al oeste de dichas estructuras volcánicas. La aparición de éstas provocó, al formarse una barrera natural, que los escurrimientos incrementaran sus depósitos, - creando así la llanura aluvial a que se hace mención. Otro co no cinerítico se encuentra coronando la estructura lávica situada al centro-este de la región. Este cono parece constituir

la fase piroclástica del volcán que emitió por la base de su edificio, las lavas que conforman las mesetas de El Guajolote y La Laguna, al sur del mismo. Su extraordinaria conservación obliga a situarlo en tiempos modernos. Por último, tenemos los volcanes de Tezoyuca, al SE de la región. Son éstos tres conos piroclásticos con características análogas a los anteriores: conservan sus rasgos originales, las pendientes son homogéneas, no hay disección notable, por lo que su aparición puede situarse en el pleistoceno tardío.

b. Conos compuestos del cuaternario.

Estas estructuras, a diferencia de las anteriores, están constituidas no sólo de piroclastos, sino también de lava, lo que denota contemporaneidad en las emisiones lávicas y piroclásticas. Existen solamente cuatro ejemplos diseminados en la región. Al oeste localizamos dos estructuras de este tipo, aisladas dentro de la planicie de piedemonte. Son dos volcanes que se encuentran formados por materiales basálticos y carecen, en términos generales, de rasgos erosivos importantes. Un tercer ejemplo lo encontramos al norte del poblado de Chalma, en el llamado cerro de Cuauixtla. A diferencia de los casos anteriores, presenta ya algunos rasgos erosivos de consideración, aunque la estructura original puede ser reconocida con relativa facilidad. A partir de este volcán pueden identificarse coladas de lava orientadas hacia el sur. El úl-

timo ejemplo lo encontramos hacia el suroeste de la ciudad de Cuernavaca. Se trata de un volcán también de composición basáltica y se encuentra semi-cubierto por materiales de conglomerado.

c. Coladas de lava del cuaternario, con cubierta de suelo o piroclastos.

Estas formas están representadas en varias zonas de la región. En primer término tenemos al NNW de la ciudad de Cuernavaca uno de los derrames más recientes y mejor conservados. Se trata del derrame basáltico conocido con el nombre de "La Gloria", proveniente de la zona aledaña al parque nacional "Lagunas de Zempoala". En nuestra región aparece únicamente en su parte frontal cubriendo materiales conglomeráticos de origen continental. También en la porción oriental de la región localizamos derrames lávicos con direcciones norte-sur, cubriendo también a la Formación Cuernavaca, en este caso sus porciones frontales. Estos derrames lávicos provienen, en la porción norte, de los volcanes de la zona de Tres Cumbres, o Tres Marías, y del volcán Tezontle, fuera de nuestra región. En la porción sur, los derrames surgieron de los volcanes de Teoyuca, descritos en apartados anteriores. Al norte de la región existe otra serie de derrames importantes que discurren en dirección norte-sur, por una depresión estrecha que podría constituir un graben. Estos provienen de los volcanes situados al

norte y noroeste del poblado de Sta. Cruz Tezontepec, inmediatamente al norte de las coladas que describen, fuera de la región. Al SE de estos derrames, tenemos coladas reconocibles fácilmente, una de las cuales presenta un rumbo norte-sur cubriendo una antigua depresión, un antiguo valle. Por último, tenemos un pequeño derrame al sur de Tenancingo, con características similares al escurrimiento lávico que conforma una de las laderas del conocido Salto de San Antón: presentan ambos casos estructuras columnares. Las coladas a que se ha hecho mención corresponden al Grupo Chichinautzin, siendo su composición de tipo básico, lo que determina, en gran parte, la movilidad de los materiales, presentándose en forma más común las mesetas, o en términos generales, las zonas de menor pendiente. Por otro lado, este relieve volcánico acumulativo condiciona los depósitos aluviales, propiciando su aparición, al verse modificadas las características hidrológicas anteriores. Esto se observa al norte y sureste de la región, principalmente. La extrema juventud en la mayor parte de los casos determina que la erosión no haya imprimido su huella distintiva, por lo que se explican los valores bajos para la profundidad de la disecación en estas zonas. Con excepción del derrame de "La Gloria" las coladas [■] encuentran cubiertas por un suelo bien desarrollado.

d. Laderas de piroclastos de conos volcánicos del -

cuaternario.

Se agrupan en este caso las bases de los volcanes originadas por la acumulación de piroclastos. Se reconocen estas laderas por el cambio de pendiente en la estructura volcánica. En nuestro caso, aunque de hecho todos los conos piroclásticos presentan laderas de este tipo, no tienen importancia a la escala de trabajo, pero citaremos a los volcanes de Tezoyuca como el ejemplo más desarrollado, al SE de la región.

e. Superficies de piroclastos, del cuaternario.

En este grupo se comprenden, como su nombre lo indica, porciones de terrenos más o menos planas, cubiertas de piroclastos emitidos por volcanes cuaternarios. Los ejemplos más claros los encontramos alrededor de los conos volcánicos del sur y suroeste de Tenancingo.

II. Relieve Endógeno Modelado.

A este grupo se refieren las formas derivadas de la acción de las fuerzas endógenas que han sufrido, en mayor o menor grado, el ataque de las fuerzas exógenas, alterando de esta manera su estructura original.

a. Superficies de divisorias con débil modelado erosivo, del plioceno y cuaternario.

Con el término de superficies de divisorias se designan a las áreas o zonas más o menos convexas situadas en las porciones elevadas de las montañas. Su límite, más clara-

mente expresado en algunos casos que en otros, se encuentra es tablecido por la concavidad de las laderas, provocada ésta, -- principalmente, por la acción erosiva remontante de las co- -- rrientes fluviales. Estas superficies débilmente modeladas -- por los agentes erosivos, se encuentran mejor desarrolladas so bre las estructuras plegadas de rocas calizas; alcanzando nive les promedio entre los 1900 y los 2000 metros. La gran resis tencia de la roca por un lado, y el número relativamente bajo de corrientes por otro, determinan la conservación de la super ficie original, lo que no sucede con las rocas tobáceas de la Formación Tepoztlán, donde es alta la densidad de disección y la superficie original ha sido totalmente alterada.

Estas superficies de divisorias en cadenas montañosas no volcánicas son de gran interés por cuanto a que permiten -- inferir las etapas de desarrollo del relieve, correlacionándolas con la profundidad de la disección, de acuerdo con la meto dología expuesta por Kostenko (1975).

Resulta que durante la formación de las cadenas monta ñosas (orogenia), en las laderas se producen intensos procesos erosivos, pero solo las superficies de divisorias son conserva das. Estos es, la antigua planicie que emergió sobre el nivel del mar se conserva solo en fragmentos que son las divisorias, aunque no siempre todas. Además, hay que agregar que la oroge nia no se lleva a cabo con intensidades constantes, sino varia

ble, de tal modo que alternan etapas de levantamiento con - -
otras de erosión (op. cit). Si consideramos que los procesos
que originan al relieve son la tectónica T, incluido el vulca-
nismo, la denudación D y la acumulación A, y cada uno se pre-
senta con una intensidad determinada, resulta que la orogenia
se puede expresar con la relación:

$$T > D$$

pero para toda la etapa de formación de estas montañas esto no
es válido, ya que puede darse el caso de que T:

$$T < D$$

y es cuando se forman las superficies de nivelación que encon-
tramos actualmente, tanto en los sistemas montañosos, como en
los cratones antiguos.

Es por esto que las laderas de las montañas presentan
perfiles escalonados, aunque las causas pueden ser varias, y -
su estudio nos permite reconstruir la historia de la evolución
de la superficie del relieve.

Pero por lo expuesto, se comprende que esta metodología
para el análisis del relieve de la región en estudio, tiene
una gran limitante: las montañas formadas por levantamientos
ocupan zonas muy reducidas, y están cubiertas en gran parte --
por acumulaciones volcánicas y sedimentarias continentales.

Hay otro punto de interés: las alturas absolutas de -
las superficies de las divisorias, mismas que en la región en

estudio son del orden de los 2 000 metros, que si se toma como la intensidad de levantamiento con respecto al nivel del mar, resulta un valor muy bajo para un orógeno joven. Por lo tanto, este problema solo puede ser resuelto a partir de un análisis regional en escala de 1: 250 000 a 1: 500 000 donde un territorio mayor permite el apoyo en mucho más datos.

En una consideración preliminar, es de suponer que las cadenas montañosas plegadas de Tenancingo-Cuernavaca-Ixtapan de la Sal, representan la margen exterior del país montañoso de la Sierra Madre del Sur, donde, en el levantamiento en arco, es la zona en que se produce con menor intensidad. Hay que -- agregar también que la orogenia pasó de una etapa de levanta-- miento y plegamiento a otra de vulcanismo, la que tiene lugar en la actualidad. Así, el relieve plegado se va cubriendo gradualmente por las acumulaciones volcánicas y el ejemplo más -- claro lo encontramos entre Ixtapan de la Sal y Cuernavaca.

b. Laderas de origen volcánico con erosión moderada del plioceno y cuaternario.

Encontramos ejemplos de este caso hacia el NNE - y NNW de la región. En el primer caso se reconocen sobre materiales principalmente andesíticos, mientras que en el segundo, comprenden laderas basálticas. Presentan éstas, rasgos erosivos importantes, consistentes de barrancas, en algunos casos - de profundidades considerables, aunque puede observarse el ni-

vel primario de la superficie. La pendiente es un elemento importante a considerar en este caso, que resulta al parecer más importante que la edad. El aspecto que presentan estas lade--ras, de pendientes medias, contrasta con laderas, inclusive --cuaternarias, pero de pendientes mayores, sumamente alteradas por la erosión.

b. Laderas de origen volcánico con erosión de mode--rada a fuerte, del plioceno.

Extensas superficies comprenden este tipo. Las más representativas las encontramos al NW de Cuernavaca, al --este de Chalma y oeste de Malinalco. En los tres casos cita--dos, se encuentra presente la Formación Tepoztlán, en elevaciones montañosas de pendientes fuertes, alto grado de fractura, y una litología poco resistente a la erosión. También estas -laderas están constituídas de basalto y andesita, aunque son -más abundantes las brechas volcánicas. En este caso, la alte--ración ha sido total, las formas cóncavas predominan sobre las convexas en forma por demás notable, las divisorias de aguas -son esencialmente lineales y abundan los asentamientos en las cabeceras de los ríos. Coinciden aquí los valores máximos de los parámetros morfométricos: pendientes que llegan a ser superiores a los 45° de inclinación e incluso verticales, disección que llega a rebasar los 300 metros etc.

d. Laderas de origen metasedimentario con erosión -

de moderada a fuerte, del mioceno.

Esta unidad se presenta sobre los afloramientos filíticos del este de la región, en los alrededores de Ixtapan de la Sal. Como en el caso anterior las formas presentan un alto grado de alteración, producto de la acción de los agentes del intemperismo. Se presentan también asentamientos del terreno hacia las cabeceras de las corrientes fluviales y las divisorias carecen de una amplia representación superficial. El alto grado de fractura, aunado al delgado espesor de los estratos, proveen los puntos de debilidad a través de los cuales la erosión ve facilitado su accionar. A estos hechos debemos -- aunar la edad, que ha permitido la exposición prolongada a las fuerzas de modelado. En este caso, a diferencia del anterior, los parámetros morfométricos no tienden a la zonificación de la unidad, a excepción de las pendientes que en general van de los 6° a los 12° de inclinación.

e. Laderas de montañas plegadas con erosión moderada, del mioceno (?).

En este caso se comprenden laderas de montañas plegadas que no ha perdido su expresión original por efecto de la erosión. Encontramos ejemplos en la porción SSE principalmente, presentándose también en los cerros de Salinas y Tlacochoaca al SE y el cerro Ayochi al SSW. Sobre estas estructuras los rasgos fluviales son escasos, ya sea por la resisten--

cia de la roca caliza que la constituye o por un grado relativamente débil de fractura que facilite su modelado. A este hecho debemos agregar como factor de suma importancia la cercanía altitudinal entre las cimas y los niveles de base, lo que determina una profundización de las corrientes de poca envergadura. Por lo mismo, las superficies de las divisorias son am- - plias, llegándose incluso a dificultarse su delimitación. Los parámetros morfométricos son bajos: la pendiente, la disección en general.

f. Laderas de montañas plegadas con erosión de moderada a fuerte, del mioceno (?).

Se incluyen en este grupo las montañas plegadas del centro y sur de la región, así como la Sierra de Xochicalco al SE, con sus prolongaciones en dirección NW. Estas laderas ya presentan estragos producidos por la erosión representados por abarrancamientos desarrollados a lo largo de fracturas de gran extensión. La red fluvial se presenta con mayor densidad que en el caso anterior, aunque su acción no es todavía importante hacia las cabeceras, a excepción de contados casos. - Las pendientes muestran una zonificación en las vertientes fluviales siendo superiores en general a los 20° de inclinación. - Asimismo, la disección general es elevada, principalmente en - el centro de la región, y la profundidad de disección comprende, en algunos casos, los valores máximos considerados.

III. Relieve Exógeno.

En este grupo se incluyen las formas derivadas de la acción de los procesos externos modeladores del relieve. Los rasgos son así, el resultado de la exogénesis, incluyéndose, por lo tanto, los originados por la erosión y la acumulación.

A. Denudatorio.

a. Laderas de los valles principales, modelados por erosión y por procesos gravitacionales; del cuaternario.

Estos valles presentan una clara zonificación litológica, ya que tienen desarrollo sobre las estructuras conglomeráticas de las Formaciones Cuernavaca y Chontalcoatlán, al este y oeste de la región, respectivamente. El amplio crecimiento de estos valles propicia que sobre sus laderas los fenómenos gravitacionales, así como los movimientos en masa, sean comunes, como sucede al norte de la zona arqueológica de Xochicalco. La inclinación de las laderas sobrepasa los 45° de inclinación, siendo en gran número de casos bastante cercanas a la vertical. Su profundidad llega en algunos puntos a ser mayor de los 200 metros. Estas características dan una clara muestra de la importancia del fenómeno fluvial-denudatorio.

b. Formas kársticas: dolinas y cubetas de disolución del cuaternario.

En esta unidad se incluyen las formas originadas por la disolución de las rocas. El agua, con su acción corrosiva, ha dejado clara huella sobre el relieve constituido por materiales calizos, principalmente. Estos rasgos comprenden a las dolinas y las cubetas de disolución, diferenciándose -- éstas de aquellas por su tamaño, considerablemente mayor, aunque el proceso de su formación sea el mismo. La zona con mayor desarrollo de estas formas se localiza en la porción SE de la región, aunque se presentan también en el centro y sur, aunque en número menor. Al SE localizamos dos grandes cubetas, correspondiendo la mayor al cuerpo lacustre de "El Rodeo". Esta cubeta, representa, por lógica, el cuerpo más dinámico de la unidad, ya que el proceso kárstico se presenta activo **constantemente**. Al occidente de este cuerpo tenemos otra cubeta de menor extensión, cubierta en este caso por los suelos de tipo terra-rossa, producto arcilloso residual de la descalcificación de la roca caliza, mismos que cubren también la mayor parte de las dolinas reconocidas en la región. Las dimensiones de estas formas impiden su correlación con los parámetros morfométricos implicados aquí, y su zonificación es puramente litológica, aunque controlada por la presencia de fracturas que favorecen su desarrollo.

B. Acumulativo.

a. Planicies aluviales del holoceno.

Como se ha mencionado con anterioridad, en muchos casos las planicies aluviales guardan estrecha relación con las formas recientes de origen volcánico, sean conos o coladas lávicas. La alteración de las anteriores condiciones de drenaje incrementa el depósito de materiales, favoreciendo la aparición de estas llanuras, como sucede al este de Tenancingo, alrededores de Malinalco y en el extremo SE de la región en estudio. En otros casos, sin embargo, como sucede en las planicies de Miacatlán y El Zapote al SSE y SSW, respectivamente, la influencia del volcanismo puede considerarse nula o bien indirecta. En el caso de Miacatlán, la planicie recibe los aportes de los ríos Tembembe y La Lima, principalmente, que provienen el primero del Glacis de Buenavista, y el segundo de las zonas basálticas situadas al norte por lo que es común encontrarnos clásticos de origen volcánico, principalmente andesíticos, perfectamente bien redondeados. A diferencia de esta planicie, la de El Zapote se encuentra cubriendo superficies de travertino, características de la zona de Ixtapan de la Sal. Los parámetros morfométricos tienen estrecha relación con estas planicies; aquí se agrupan los valores mínimos para la profundidad de la disección, las pendientes son suaves y los valores de densidad de disección y disección general son igualmente bajos.

b. Planicies deluviales de piedemonte del pleistoceno

no tardío y holoceno.

En este grupo quedan comprendidos los depósitos situados al pie de las montañas, originados por las corrientes de arroyada. Los materiales son transportados y al presentarse la ruptura de pendientes son depositados, formando así un talud de sedimentos. En muchos casos estos taludes están compuestos de piroclastos que presentan una alta susceptibilidad al transporte.

c. Planicies deluviales-proluviales de piedemonte, del pleistoceno.

Dentro de este grupo se incluyen los materiales acarreados por el agua, mismos que son depositados al perder competencia las corrientes que los transportan. Corresponden estos sedimentos a superficies de pendientes suaves originadas a partir de abanicos coalescentes. Encontramos dos grandes unidades que componen este grupo: una al este y otra al oeste, correspondiendo a las Formaciones Cuernavaca y Chontalcoatlán, respectivamente, ambas con una dirección general de norte a sur. Estas superficies corresponden a lo que en geomorfología se conoce con el nombre de "glacis", término francés que se aplica a lo que Derruau (1970) define como "una topografía de pendiente longitudinal neta (media entre 1° y 5°) constante o ligeramente cóncava, pero sin pendiente lateral; dicho de otra forma los rill (riachuelos poco profundos, ligeramente si

nuosos) los recorren sin hundirse sensiblemente de tal forma - que lecho e interfluvio no pueden distinguirse. Si la corriente se encaja en el glacis, es debido a que sufre un rejuvenecimiento y que el glacis es una forma del pasado". Este concepto puede aplicarse indistintamente a las dos unidades proluviales deluviales ya mencionadas. Se apuntó en su oportunidad -- acerca del trabajo de Ortíz Pérez (1977) sobre el glacis llamado por él "de Buenavista", que corresponde a los depósitos de la Formación Cuernavaca. En este trabajo, Ortíz explica acerca del origen de la forma, hablando también sobre su evolución a partir de cambios climáticos ocurridos durante el cuaternario. Citamos algunos fragmentos de dicho trabajo por considerarlos importantes en la explicación de nuestros propios resultados. Dice Ortíz Pérez (1977 pp. 36-37):

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

"Con la última retirada de los glaciares se -- presenta un fuerte cambio climático, caracteri

zado por condiciones cálidas y secas, que ocurrió hace unos 9 000 años, Heine (1973, p. 56).

Es muy probable que a partir de este cambio, - que conduce a un proceso de desertización, tenga lugar la remoción de abundantes derrubios - aislados en las altas montañas, como producto o herencia del sistema de erosión periglacial. De esta manera, y con una potente fuente de sedimentos, se renuevan las acciones que dan lugar al progreso del glacis, ya que la nueva -- condición de aridez lo ponen en un medio muy - propicio para su desarrollo".

"Sin duda la morfología del glacis se inicia - por la coalescencia de abanicos aluviales, -- pues el rumbo de las capas sedimentarias se -- dispone alrededor de primitivos cauces principales; posteriormente la superficie dejada por los abanicos se modifica al ser disectada en - los períodos de mayor humedad, en tal forma -- que el perfil longitudinal de las corrientes - se alterará, los escurrimientos tienden a al-- canzar su estabilidad en un nuevo perfil de -- equilibrio buscando nuevos caminos en sus propios sedimentos, cortando y atravesando los --

abanicos aluviales".

"El desarrollo (acumulativo) prosigue hasta -- cierto límite, puesto que al estar circundado de sierras los sedimentos quedan represados, - bloqueando hacia abajo la expansión del glacis. Sin embargo, el aporte de material no cesa, la superficie del glacis se eleva progresivamente con el tiempo y se transforma en un glacis de acumulación".

De este interesante trabajo cabe destacar la siguiente: En el estudio citado se hace énfasis en el origen y evolución del glacis; los cambios climáticos son fundamentales para explicar la estructura. Se hace mención sobre la acción del - - hielo en la Sierra de Zempoala, fuente de material, durante -- épocas glaciales; esta acción permite la "preparación" del material en grandes cantidades, listas para ser transportadas; - la gelifracción sería uno de los principales mecanismos de dicha "preparación". Estas condiciones se presentan también sobre el complejo andesítico del Nevado de Toluca, a partir del cual se origina el glacis del oeste de la región en estudio. - La existencia del clima seco determinará, posteriormente, con sus características lluvias torrenciales, la remoción de los - materiales glaciados. Hasta este punto se ha implicado, entonces, al proceso acumulativo del glacis, quedando entonces a --

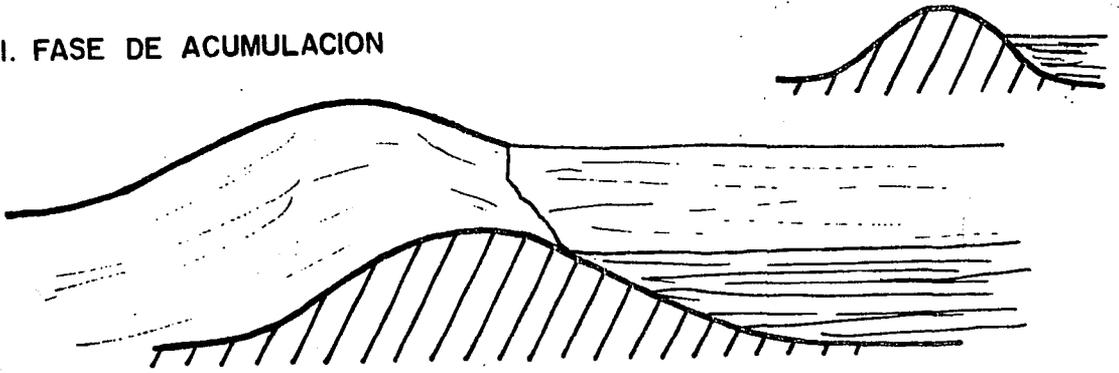
discusión, la explicación acerca del origen de la disección -- claramente representada en estas formas, tanto al oeste como -- al este. En el caso del glacis de Buenavista, hemos elaborado un modelo sobre la posible causa de la disección.

Como lo indica Derruau en el concepto ya citado, las -- corrientes pueden encajarse a partir de un rejuvenecimiento. -- No intentamos explicar dicho rejuvenecimiento a partir de movi -- mientos tectónicos, sino a partir de una captura de cuencas. -- Se ha mencionado ya, que el glacis presenta una limitante en -- su expansión hacia el sur al presentarse la Sierra de Xochical -- co, lo que determina una acumulación y la subsecuente eleva -- ción de la superficie del glacis. Existen evidencias, al NW -- de Xichicalco, de que el glacis alcanzó altitudes superiores a los 1 300 metros, como lo demuestran los conglomerados andesí -- ticos en dicho punto. Si observamos las altitudes de las de -- presiones intermontanas, tenemos una base para pensar en un -- desbordamiento del glacis, hacia el sur de la sierra menciona -- da. En el esquema evolutivo, implicamos las fases en el desa -- rrollo de la forma. En la primera fase, llamada aquí de acumu -- lación, implicamos el proceso agradatorio del glacis, que al -- repercutir en la elevación del terreno pasa a una etapa de -- colmatación: la segunda fase, donde las porciones más bajas de la Sierra de Xochicalco son alcanzadas por el depósito. La -- tercera fase será la de desbordamiento, al continuar la acumu --

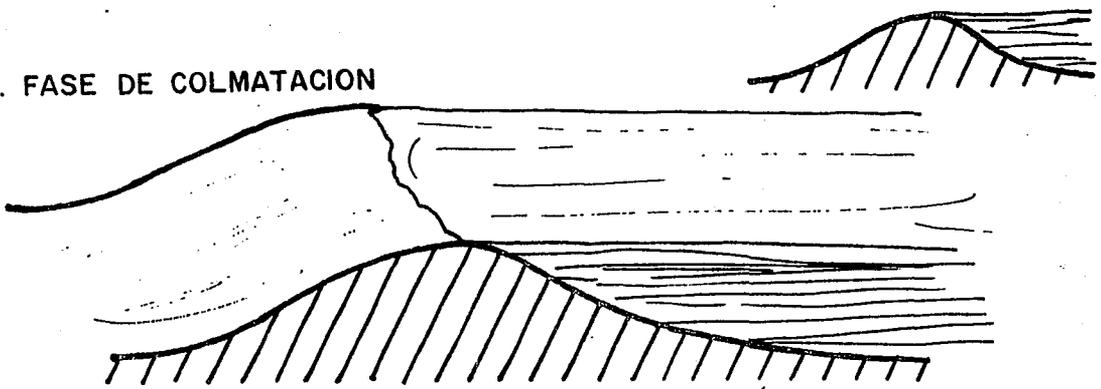
lación de materiales. En este momento, se ha efectuado la captura de la cuenca del glacis, por lo que las corrientes tenderán a la erosión lineal del puerto en la búsqueda de su nuevo nivel de base y perfil de equilibrio, lo que se ilustra en la cuarta fase, de cambio de nivel de base. A partir de dicho -- cambio de nivel, comienza el proceso erosivo hacia las cabece-- ras de los ríos, mismo que tiende a incrementar la longitud en sus valles por crecimiento remontante. Este caso se presenta en tres zonas bien definidas: La primera sobre el río Tembembe, inmediatamente al oeste de las ruinas de Xochicalco; en el río Cuentepec, al pie del Cerro de Xochitepec, al este del pun to señalado anteriormente; el tercer punto se encuentra inter-- medio a los dos mencionados y tiene un tamaño bastante menos -- considerable que aquellos. Estas tres salidas representan, -- pues, valles antecedentes en cuanto a que son transversales a una estructura de plegamiento más no en cuanto a que existían antes del plegamiento u orogénesis. Para comprobar este hecho, basta decir que el río Tembembe en la salida del glacis, aguas abajo, corta estructuras conglomeráticas de tipo andesítico, -- que constituye la prueba del desbordamiento. Al desbordarse -- en este punto, el depósito enfrenta otro obstáculo, lo que favorece la amplitud del depósito, al SE, de los materiales re-- trabajados para posteriormente abrirse paso de nuevo hacia el sur. Este caso se ilustra en general con el concepto de --

EVOLUCION DEL GLACIS DE BUENAVISTA

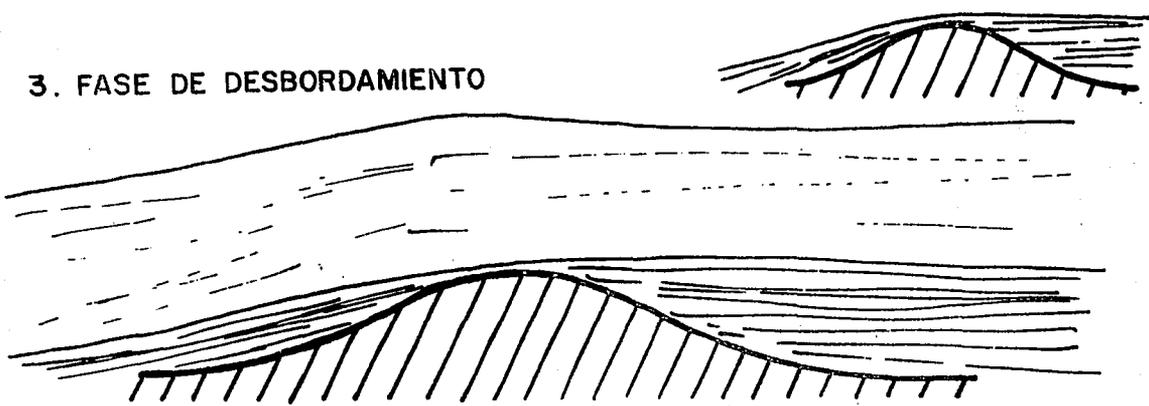
1. FASE DE ACUMULACION



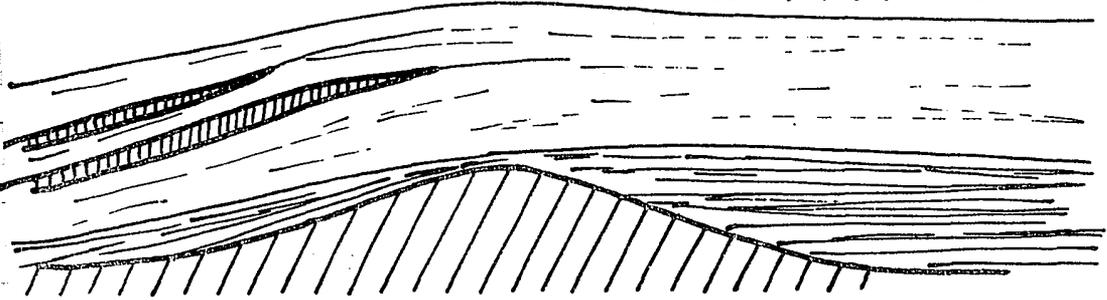
2. FASE DE COLMATACION



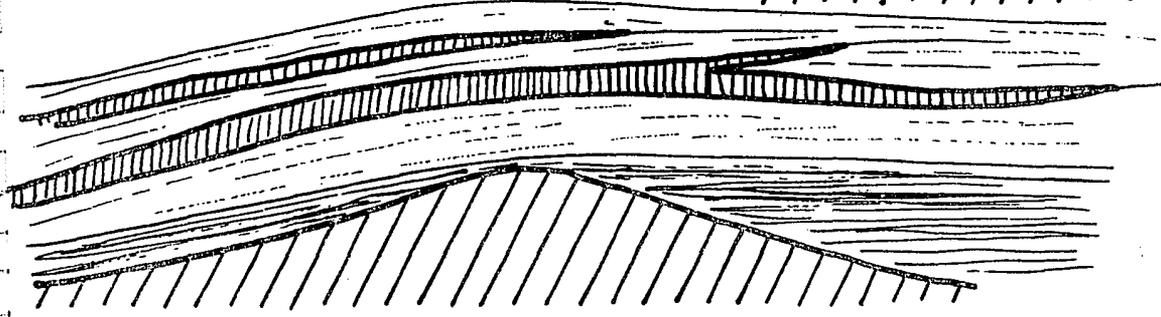
3. FASE DE DESBORDAMIENTO



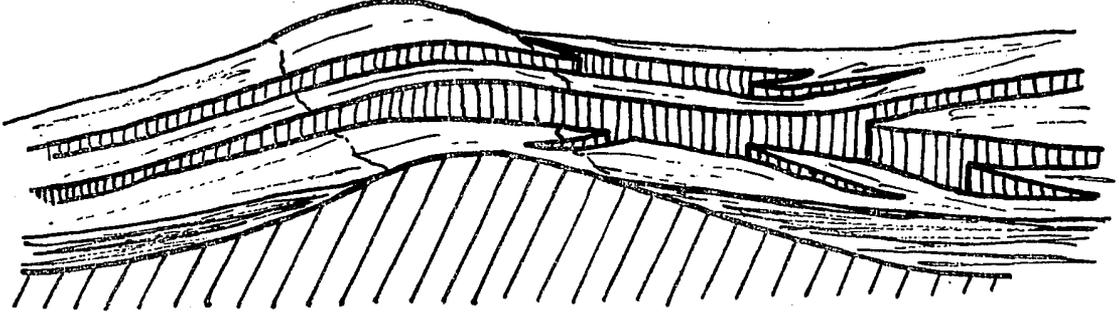
4. FASE DE CAMBIO DE NIVEL DE BASE



5. FASE DE EROSION REMONTANTE



6 . FASE ACTUAL



Derruau (1970) que menciona que el glacis "pudo ser erosionado y establecerse otro glacis a un nivel inferior". Este hecho - está plenamente confirmado. El glacis es una forma dinámica que "camina", lo que explica que Fries (1960) considere los límites de la Formación Cuernavaca más allá de lo que es propiamente el glacis.

El origen de la disección del glacis del oeste es - - ciertamente distinto. El cambio de nivel de base que implica el rejuvenecimiento parece estar ligado al tectonismo. Se observa un estrechamiento del glacis hacia la parte baja del depósito. En dicho punto estrecho observamos un afallamiento normal que debió haber jugado un papel importante en la reactivación de los procesos erosivos, o dicho de otra forma, una in-versión de los procesos acumulativos a erosivos, favoreciendo la incisión en forma de barrancas. De esta manera, entonces, - explicamos el origen de la disección o etapa erosiva del gla--cis, a diferencia de Ortíz Pérez que implica como causa de la disección al advenimiento de climas húmedos semejante al actual, que repercuten directamente en el régimen permanente de las corrientes fluviales.

Otros depósitos proluvial deluviales de gran interés, se presentan al sur de la región, al NW de Miacatlán y en los alrededores de Coyotla. En este caso los materiales parecen - provenir de la Formación Tepoztlán y constituyen testigos de -

antiguos desagües hacia el sur, hoy interrumpidos por el volcanismo cuaternario que relleno los cauces, alterando el transporte de dichos materiales.

d. Superficies de travertino del cuaternario.

En esta unidad se incluyen las planicies localizadas al SE y N de Ixtapan de la Sal, en la porción suroccidental de la región en estudio. Constituyen éstas, una evidencia de antiguos depósitos hidrotermales provocados por la precipitación de sales contenidas en solución en el agua. La extensión de estas superficies es considerable, de aproximadamente 20 kilómetros cuadrados en su conjunto, encontrándose cubiertas por una capa de aluvión, que reduce su amplitud superficial.

e. Terrazas del cuaternario.

Estos elementos constituyen, en términos generales, vestigios de las porciones superiores de antiguas planicies de inundación. Las terrazas que aquí se presentan son esencialmente de origen acumulativo, lo que evidencia desbordamientos del caudal principal y la consecuente aparición de la llanura aluvial. Estas formas las localizamos en las porciones terminales del glacis de Buenavista, en donde las corrientes penetran en las planicies aluviales. Los desniveles, o altura de las terrazas son en general, menores de un metro y están compuestas de materiales de tamaño considerable, andesíticos con un alto grado de redondeamiento.

IV. Elementos del Relieve.

Los rasgos complementarios que aquí implicamos comprenden algunos aspectos sobre el relieve que, aunque son producto de las fuerzas ya sea endógenas o exógenas, constituyen un tipo de información diferente a la contenida en apartados anteriores. De esta manera, se incluyen aquí rasgos esencialmente lineales, a diferencia de los anteriores que corresponden a elementos superficiales.

a. Escarpes.

Esta unidad está representada por aquellos elementos que implican una ruptura dependiente brusca, derivada ya sea de las fuerzas endógenas o exógenas, o ambas.

- Tectónicos (de falla).

Este tipo de escarpes corresponde a las porciones superiores de los planos de las fallas con desplazamiento vertical. En la región en estudio encontramos bastantes ejemplos de este tipo de escarpes, presentes tanto en rocas volcánicas como sedimentarias de origen marino. Al oeste de Malinalco, hacia el centro de la región, localizamos un escarpe de falla que, en general, presenta una orientación norte-sur. A partir del hundimiento del bloque que originó el escarpe se creó una especie de fosa tectónica que se cubre de coladas lávicas cuaternarias. Al oeste de este punto, SE de Tenancingo, otra serie de escarpes está presente. En este caso

los escarpes se reconocen en los bordes de una estructura basáltica, delimitándola de tal manera que hace pensar en que constituye un pilar o "horst", que destaca sobre el relieve adyacente. Uno de estos escarpes, con rumbo SE-NW, presenta una alineación con algunas estructuras volcánicas y con un cambio brusco en la dirección del río Tenancingo, lo que hace suponer un afallamiento de dimensiones considerables. Otro escarpe de falla se presenta sobre el cerro San Jerónimo, hacia el angostamiento del depósito proluvial-deluvial de la Formación Chontalcoatlán. Este se encuentra desmembrado debido a la erosión hacia su porción SE.

- Litológicos.

Este tipo de escarpes se deben a la presencia o asociación de dos o más tipos de roca con diferente resistencia a la erosión e intemperismo. El caso más notable de escarpe litológico se presenta hacia el extremo oeste de la región, en el borde de una extensa meseta de basalto desarrollada sobre materiales piroclásticos y metamórficos. Por otro lado, tenemos escarpes al frente de algunas coladas de lava, como sucede en el derrame "La Gloria" al NE. Estos escarpes son de menor importancia que el primero debido principalmente a su altura, considerablemente menor, aunque, sin embargo, constituyen rupturas dependientes determinadas por condiciones litológicas.

- Erosivos.

Los escarpes erosivos, como su nombre lo indica, son superficies abruptas, resultado de la acción denudatoria de la exogénesis sobre el relieve. Aunque las laderas de un valle pueden considerarse formas escarpadas debidas a la -- erosión, aquí incluímos a las rupturas de pendiente más representativas, mismas que marcan claramente el límite de dos estructuras a partir de la denudación del relieve preexistente. Como ejemplo representativo se presentan los escarpes al oeste de Cuernavaca. La erosión ha labrado profundos valles que han borrado la expresión original del relieve la sucesión de abarrancamientos presenta como límite, precisamente, a estos escarpes.

b. Circos de erosión.

Los llamados aquí circos de erosión, son depresiones en forma de anfiteatro, con márgenes de bordes abruptos a manera de escarpes. Se localizan generalmente hacia las cabezas fluviales en zonas muy cercanas a las divisorias de -- aguas. En estas porciones, la erosión remontante determina, en algunos casos, un asentamiento del terreno provocado por sufo-- sión, lo que ocasiona la forma escarpada de márgenes. En nuestra región encontramos una gran cantidad de circos, agrupados principalmente sobre la Sierra de Chalma, aunque llegan a estar presentes, en menor densidad, sobre las calizas filitas.

c. Talwegs y su profundidad.

Este dato, representado en la cartografía por líneas de diferente longitud, expresa esencialmente una zonificación de la erosión lineal. Es, pues, un apoyo para la comprensión global de la carta geomorfológica. O sea que, la profundidad de la erosión depende en mucho de la estructura geomorfológica, de la pendiente, de la geología y del clima, entre otros aspectos, mismos que al ser interrelacionados, permitirán la reconstrucción de las diferentes etapas evolutivas del relieve.

Como se ha podido apreciar por lo anterior, la clasificación de las formas del relieve con criterios genéticos, y definidos por su edad geológica, nos permite entender mejor la evolución en su conjunto de toda la zona de estudio. Consideramos importante insistir en esto porque en México se ha aplicado mucho la teoría de Davis y de acuerdo con ella, se intenta encuadrar cualquier porción del territorio mexicano en las etapas de juventud, madurez o senectud. No vamos a extendernos sobre esta cuestión, simplemente mencionaremos que el "ciclo geográfico" de Davis fue ya impugnado por numerosos autores, por ejemplo Tricart (1969), Derruau (1970), Cailleux (1964), y otros.

Resulta naturalmente más complicado, establecer la edad geológica de las formas del relieve. Cuando se trata del cuaternario la edad de la forma no es mucho problema: los mate

riales no consolidados que se presentan en forma de llanuras aluviales, terrazas y, conos de deyección y mantos deluviales son cuaternarios. Los volcanes cuaternarios son prácticamente inconfundibles por su morfología. Actualmente se aplica -- mucho el método palinológico para establecer edades absolutas. Un problema mayor son las montañas más antiguas. Es sabido -- que las edades de las elevaciones volcánicas anteriores al cuaternario no están datadas con precisión y en muchos casos de -- cadenas montañosas plegadas: por correlación regional sabemos que la orogenia se produjo a fines del eoceno, pero pudo ser posterior o bien continuar durante el mioceno, oligoceno o -- plioceno.

Pero independientemente de lo anterior, queda claro -- cual fué la secuencia evolutiva: la formación de montañas plegadas, vulcanismo, erosión en las elevaciones y acumulación al pie de éstas (formación de glacis) y erosión del glacis y acumulaciones en su base , aunque el vulcanismo parece estar presente en toda la etapa del neógeno y cuaternario.

Zonalidad Geomorfológica.

Con base en los resultados obtenidos en la carta geomorfológica y en las cartas morfométricas, podemos concluir sobre las características del relieve en la región de estudio, -- a partir de la zonificación de los principales tipos de estructuras.

El relieve de la región Cuernavaca-Tenancingo-Ixtapan de la Sal, puede agruparse dentro de seis estructuras representativas:

1. Cadenas montañosas plegadas de rocas metasedimentarias;
2. Cadenas montañosas plegadas de rocas calizas;
3. Formas volcánicas del neógeno;
4. Piedemonte;
5. Formas volcánicas cuaternarias; y
6. Valles fluviales acumulativos.

Las cadenas montañosas plegadas de rocas metasedimentarias representan una primera unidad bien diferenciada. Está formado por las rocas más antiguas de la región y se encuentran cubiertas parcialmente por calizas y materiales volcánicos, -- tanto lavas como piroclastos. Su constitución litológica, filitas, y su alto grado de fractura y delgado espesor de estratos, así como su edad, han determinado el modelado erosivo intenso que han sufrido estas montañas.

A diferencia de las anteriores, las cadenas montañosas plegadas de rocas calizas poseen una representación espacial más amplia: el material de que están constituidas, caliza y dolomía, son tipos litológicos resistentes a la acción de -- los agentes de modelado; además, el grado de diaclasamiento es menor, y la consistencia y espesor de estratos no favorece un

desarrollo erosivo tan intenso como en el caso de la unidad anterior. Representa el segundo tipo litológico en antigüedad y es sobre el cual se desarrolla el paisaje kárstico en la región.

Las cadenas montañosas plegadas de rocas calizas se encuentran conformadas por ejes anticlinales paralelos con rum bos NW-SE, mismos que presentan una expresión directa sobre el relieve, ocupando las porciones más elevadas. Los echados de estas capas son superiores a los 45° en un gran número de casos.

Las dos unidades anteriores están constituidas por ma teriales depositados durante el jurásico tardío-cretácico y -- fueron plegados durante la orogenia terciaria, a la que sigue un intenso vulcanismo y erosión.

En nuestra región en estudio se distingue una tercera unidad, representada por formas de origen volcánico del neógeno. Esta, la constituyen, principalmente, las sierras de Chal ma y Malinalco, compuestas por la Formación Tepoztlán, además de los derrames andesíticos de la Sierra de Zempoala. En el caso de la Formación Tepoztlán, se presentan formas sumamente erosionadas debido a su constitución y a su alto grado de frac tura, lo que determina que sea la unidad que mayores estragos haya sufrido por efecto de la erosión dentro de la región. En el caso de los derrames andesíticos, éstos presentan aún cierta

conservación con respecto a su forma original, aunque los barrancos son formas comunes a la unidad.

A partir del vulcanismo del neógeno, se desarrollan los extensos piedemontes que constituyen aquí la cuarta unidad. Esta, representa a las extensas acumulaciones conglomeráticas tanto del este como del oeste de la región, además de depósitos de menor importancia, al sur de la misma. Se trata, en general, de abanicos coalescentes de composición andesítica, formados a partir de las laderas de la Sierra Zempoala, Nevado de Toluca y directamente de la Formación Tepoztlán de las sierras de Chalma y Malinalco. Los procesos acumulativos y erosivos guardan una estrecha relación con los cambios climáticos, cambios de nivel de base y tectonismo. Sobreyace a materiales más antiguos de la Formación Tepoztlán y las calizas de la Formación Xochicalco.

El desarrollo de estos pedimentos, tiene también una estrecha relación con fenómenos esencialmente cuaternarios. El cuaternario, y especialmente en nuestra región, está representado por una intensa actividad volcánica que viene a modificar las condiciones hidrológicas preexistentes en la zona. Se rellenan cauces con coladas de lava, lo que impedirá al transporte del material, como sucede al sur de la región, o bien al este, en donde las coladas han cubierto parte del pedimento en su porción terminal interrumpiendo los procesos erosivos y fo-

mentando los acumulativos, evidenciándose ésto por el gran número de planicies aluviales, o valles fluviales acumulativos. En los alrededores de Tenancingo podemos encontrar otra relación entre el vulcanismo y los procesos acumulativos, descrito en su oportunidad.

En resumen, tenemos una zona compleja en la cual los fenómenos endógenos han actuado y siguen actuando, lo que determina que los procesos erosivos no hayan logrado aún, borrar la expresión original del relieve en la región.

IV. APLICACIONES DE LA GEOMORFOLOGIA.

La geomorfología como ciencia de la Tierra, dista mucho de ser actualmente una ciencia puramente teórica, Si bien en sus inicios la teoría sobre la formación y desarrollo del relieve conformaban el esquema primordial de esta ciencia, en la actualidad la geomorfología puede aplicarse, y de hecho se aplica, en un sin número de problemas con significado económico.

Citaremos algunos casos en los que la geomorfología se ha aplicado a problemas de esta índole sin intentar, de modo alguno, agotar las posibilidades de aplicación de la misma.

Una de las aplicaciones de la geomorfología es en la exploración de yacimientos hidrotermales. Los métodos expuestos por varios autores han sido aplicados por Lugo Hubp (1981) en una porción del Sistema Volcánico Transversal, donde queda comprendida nuestra región. En el trabajo citado se muestra la relación de los yacimientos hidrotermales de Anganguero, El Oro, Pachuca, con altas densidades de fractura que se infieren por la red fluvial en la carta morfométrica de la densidad de la disección; en otros casos las relaciones son aproximadas; Sultepec, Sacualpan, Taxco.

En el caso específico de nuestra zona, no se presentan yacimientos hidrotermales actualmente en explotación. Podemos decir, sin embargo, que existen depósitos de travertino en las

inmediaciones de Ixtapan de la Sal, que pudieran representar, previo estudio geológico económico, depósitos explotables como materiales de construcción.

Ha quedado implícito ya que, en el caso concreto de los parámetros morfométricos obtenido a partir de la red fluvial, éstos representan utilidad para establecer la presencia de estructuras disyuntivas, que además de ser útiles en la búsqueda de yacimientos, constituye un factor interesante para la construcción de grandes obras hidráulicas, carreteras, nuevos asentamientos; es decir, que se presenta una estrecha relación entre la geomorfología y la ingeniería civil.

Prueba de la relación relieve-litología con los aspectos de construcción, lo constituye la gran cantidad de bancos de material presentes en la zona, mismos que se han utilizando dentro de la misma para la construcción de caminos y carreteras. Como ejemplo tenemos los bancos de filitas, mismos que se aprovechan como material base de las carreteras pavimentadas del occidente de la región, o bien los materiales conglomeráticos utilizados en los caminos de terracería y empedrados como el que comunica Xochicalco con Cuentepec, al oriente.

En el caso de la planeación agrícola, la geomorfología tiene aplicaciones evidentes, que van desde la simple zonificación de las pendientes para determinar zonas agrícolas o forestales, hasta la comprensión de ambientes ecológicos deter

minados. Un caso interesante, por citar alguno, los constituyen abanicos conglomeráticos de las formaciones Chontalcoatlán y Cuernavaca. Aún y cuando estos terrenos pudieran ser clasificados como terrenos de primer orden para fines agrícolas -- con base en su pendiente, su estructura en bloques, al determinar una alta infiltración, ocasiona el fracaso de los cultivos que ahí se pretendan desarrollar. Sin embargo, el pastizal -- prospera en estas condiciones, lo que podría representar un recurso hasta hoy inexplorado. Por otro lado, las zonas agrícolas importantes se encuentran restringidas a las zonas de menor pendiente que se encuentran cubiertas por un manto de aluvión. No existen, de hecho zonas que por su pendiente y litología puedan aprovecharse desde este punto de vista, además de las que actualmente se encuentran bajo cultivo.

Otro aspecto de gran importancia es el agua, vista como riesgo y como recurso, pues se encuentra estrechamente ligada a los rasgos geomorfológicos. En nuestra región a este respecto, se presentan recursos hídricos de importancia. Mencionamos con anterioridad la alta infiltración sobre las estructuras conglomeráticas del oeste de Cuernavaca y Tenancingo. La gran disección presente en estas estructuras determina que los ríos al alcanzar los niveles freáticos, llevan agua todo el año, lo que representa una posibilidad de su aprovechamiento con fines de abastecimiento a poblaciones o bien en la agricultura, como sucede al sur de Xochicalco, en donde el agua del -

río Tembembe se aprovecha para ambos casos. También en estrecha relación al recurso agua, tenemos al paisaje kárstico. Al este de Miacatlán por ejemplo, se encuentra el lago de El Rodeo, que constituye una dolina en la cual se ha implantado un centro piscícola importante, que a su vez, sirve como presa natural de la cual se deriva agua con fines agrícolas.

En la región en estudio, también relacionado con el agua, se pueden mencionar los numerosos balnearios como los de Temixco, Palo Bolero, Ixtapan, Tonatico, Etc. Resulta que se encuentran hacia la base de los glaciares donde descargan las aguas subterráneas provenientes de la parte superior, o sea, la zona de recarga. Consideramos que es importante tener en cuenta este recurso, sobre todo en cuanto a su utilización futura, ya que puede ser afectado seriamente por la deforestación, contaminación y asentamientos humanos en lugares inconvenientes.

V. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

Del trabajo geomorfológico desarrollado sobre la región de Cuernavaca-Tenancingo-Ixtapan de la Sal se desprenden las siguientes conclusiones:

a. Sobre la metodología empleada.

La morfometría como técnica es un medio útil para comprender las relaciones dinámicas del relieve;

La carta de pendientes permite la zonificación geomorfológica y constituye la base para comprender el comportamiento del relieve de manera preliminar; además, constituye una herramienta de gran utilidad en aspectos aplicados tendientes a la ordenación especial;

Las cartas de densidad de la disección, profundidad de la disección y disección general son herramientas útiles en la zonificación de los procesos exógenos, sean erosivos o acumulativos, y su elaboración permite un mejor análisis de las formas del relieve, y por ende de la carta geomorfológica; además, presentan utilidad en aspectos aplicados, como por ejemplo, la búsqueda de yacimientos minerales hidrotermales.

La edad, grado de fractura, espesor de estratos, clima, pendientes y litología, son factores importantes que regulan al proceso geomorfológico y la expresión del mismo, por lo que todo estudio que sobre el relieve se pretenda realizar debe considerar estos aspectos.

La clasificación genética del relieve permite el entendimiento completo de los procesos que intervienen o han intervenido en el complejo paisaje geomorfológico y sus relaciones con otras formas; como por ejemplo la relación entre el relieve erosivo volcánico y las acumulaciones proluvial deluviales.

b. Sobre el relieve de la zona.

La estructura geológica es un factor dominante en el desarrollo de las formas del relieve de la región; el karst y los glacis son ejemplo de ello;

Los procesos exógenos y las formas resultantes guardan estrecha relación con los cambios climáticos ocurridos durante el cuaternario, como lo demuestra el desarrollo de los glacis. Sin una apreciación de esta influencia sería imposible el completo entendimiento de las estructuras.

El volcanismo cuaternario presenta una clara huella distintiva y ha ejercido influencia en el proceso acumulativo, contrarrestando a la erosión.

La Formación Tepoztlán, merece estudio aparte. Las conclusiones alcanzadas por Ochoterena (1978) acerca del origen y edad de esta formación pueden ser analizados, rebatidos o reafirmados mediante el estudio de los afloramientos en nuestra zona, abarcando para ello regiones al norte de la nuestra, sin cuya consideración, el estudio sería incompleto.

c. Sobre el aprovechamiento del relieve de la zona.

La zona presenta recursos hídricos, utilizados y potenciales, para cubrir necesidades de abastecimiento doméstico y agrícola.

Los materiales conglomeráticos y los bancos de filitas constituyen fuentes de materiales de construcción que han servido para el desarrollo de la red caminera de la región pudiendo en un futuro ser utilizados en la implementación de la misma. Los depósitos de travertino podrían considerarse también una fuente económica importante, de ser redituable su explotación.

Los glacis, en general, representan un recurso no explotado desde el punto de vista ganadero, por lo que su aprovechamiento es recomendable, previo estudio geográfico-general.

LEYENDA DEL MAPA DE ZONALIDAD GEOMORFOLOGICA

- MS Cadenas montañosas plegadas de rocas metasedimentarias
- C Cadenas montañosas plegadas de rocas calizas
- VT Formas volcánicas del Neógeno
- P Piedemonte
- VQ Formas volcánicas cuaternarias
- F Valles fluviales acumulativos

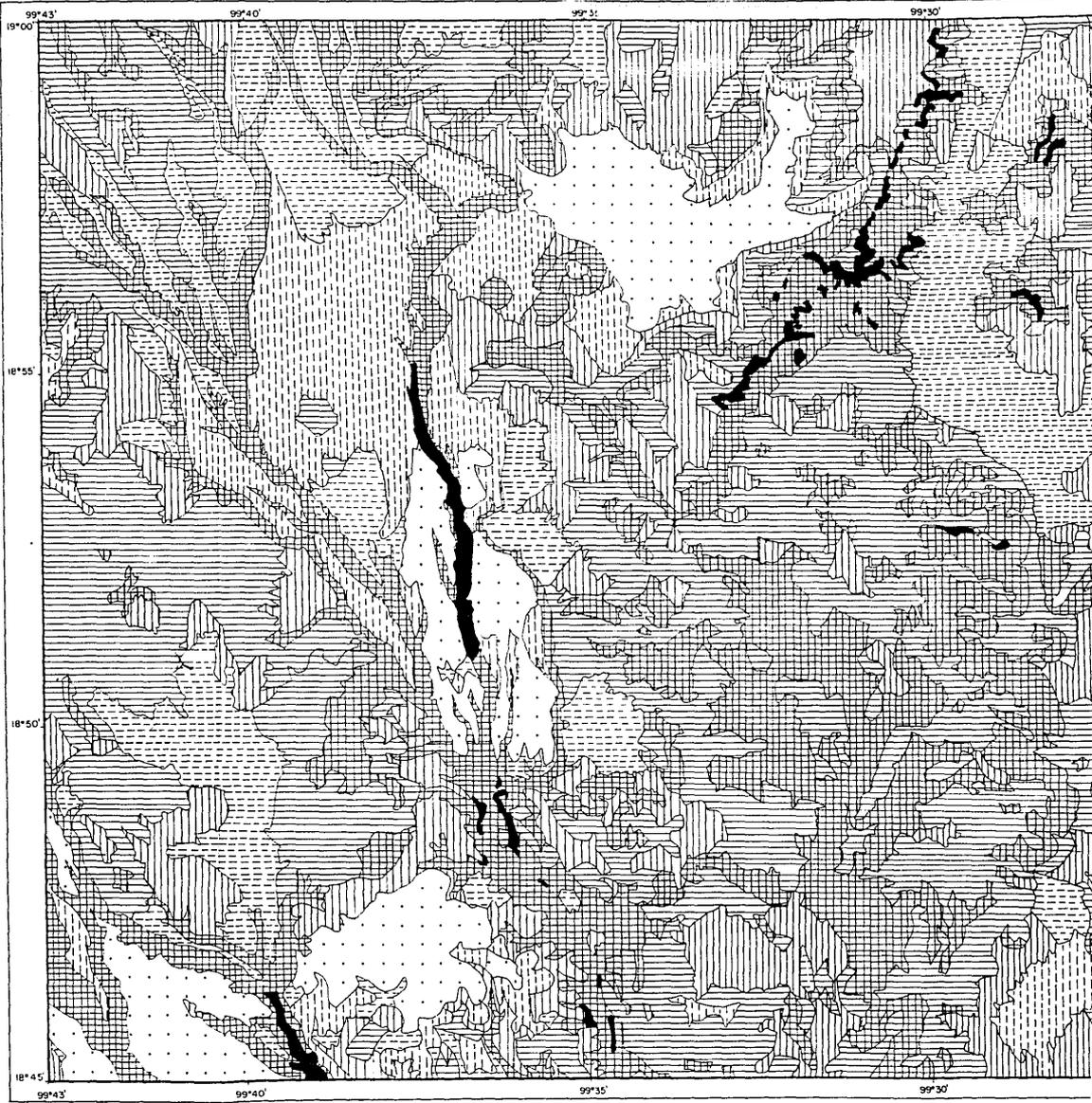
BIBLIOGRAFIA

- Burton, Ian. "The quantitative revolution and theoretical geography", contenido en el libro de Ambrose, Peter, intitulado "Analytical human geography. Ed. Longman.
1963
- Burckhardt, C. "Etude syntetique sur le mesozoic mexicain",
1930 Mem. Soc. Pal.Suisse, 2 vols.
- Campa Uranga, M. "Evolución Tectónica del norte de Guerrero y sur del estado de México" Inédito.
1979
- Campa, M. et al "La secuencia mesozoica volcano-sedimentaria-metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Teloloapan, México". Bol.Soc.Geol.Mex. XXXV
1974
- De Cserna, Z. "Carta Geológica de México: Hoja Pachuca" escala 1:100 000, Instituto de Geología de la UNAM.
1982
- Derruau, Max. "Geomorfología", Ed Ariel, Barcelona.
1960
- Fries, C. "Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México", Bol.Inst.Geología, UNAM # 60.
1960
- Jain, I. "Geotectónica general", Ed. MIR, 2 tomos.
1980
- Kostenko, N.P. "Geomorfología Estructural", Inst. de Geog. UNAM.
1975
- Memorias de las obras del drenaje profundo del D.F. DDF, México.
1975
- Mooser, F. "Historia geológica de la Cuenca de México", en Mem.Obras Dren. Prof. DDF, México.
1975
- Lozano G., E. "Fenómenos de erosión en la región de Tepoztlán, estado de Morelos y Valle del Mezquitán, estado de Hidalgo" Mem.Cong.Cient.Mex. UNAM.
1953

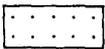
- López Ramos, E. "Geología de México" S/E.
1979
- Lugo Hubp, J.I. "La Geomorfología y sus aplicaciones a la Ingeniería Civil", Mem.Sda.Reunión Na. de Intercambio téc. de Geología y Minería, Tuxtla Gutiérrez, Chis.
1978.
- 1981 "La relación con la geomorfología de algunos yacimientos hidrotermales mexicanos", Conv.Nal. de Ings.min. geol. y metal. Aca-pulco, Gro.
- en prensa "La disección del relieve en la porción centrooriental del eje volcánico Trans-versal" en prensa.
- Lugo H. y Martínez L. "La disección del relieve en el sur de la cuenca de México", Bol.Inst.Geog. UNAM #10, México
1981
- Ochoterena Fuentes, H. "Origen y edad del Tepozteco", Bol. Inst.Geog.UNAM # 8 , México.
1978
- Ontiveros, T.G. "Estudio estratigráfico de la porción nor-occidental de la cuenca de Morelos-Gue-rrero" Bol.Soc.Geol.Mex. Vol.XXV.
1973
- Ordóñez, E. "Tepoztlán, Estado de Morelos" , Bol.Soc. Geol.Mex. # 3 y 4, México
1938
- Ortiz Pérez, M.A." Estudio geomorfológico del Glacis de Buenavista, estado de Morelos", Bol.Inst. Geog.UNAM # 8, México.
1977
- Sánchez Pérez, J. "Bosquejo geológico-geomorfológico de la zona de Tizayuca" Tesis Ing.Geol. ESIA, IPN, México.
1980
- Serrano, M.J. "Breve análisis geomorfológico del área comprendida en la carta de Cuautitlán, escala 1:50 000 de DETENAL", Tesis Ing. Geól.ESIA, IPN, México.
1979
- Tricart, J. "La epidermis de la Tierra" Ed. Labor, Barcelona.
1969

M A P A S

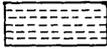
1. Pendientes
2. Densidad de la Disección
3. Profundidad de la Disección
4. Disección General
5. Geomorfología
6. Zonalidad geomorfológica
7. Geología
8. Leyenda del mapa geológico



CARTA DE



menor de 1.5°



de 1.5° a 3°

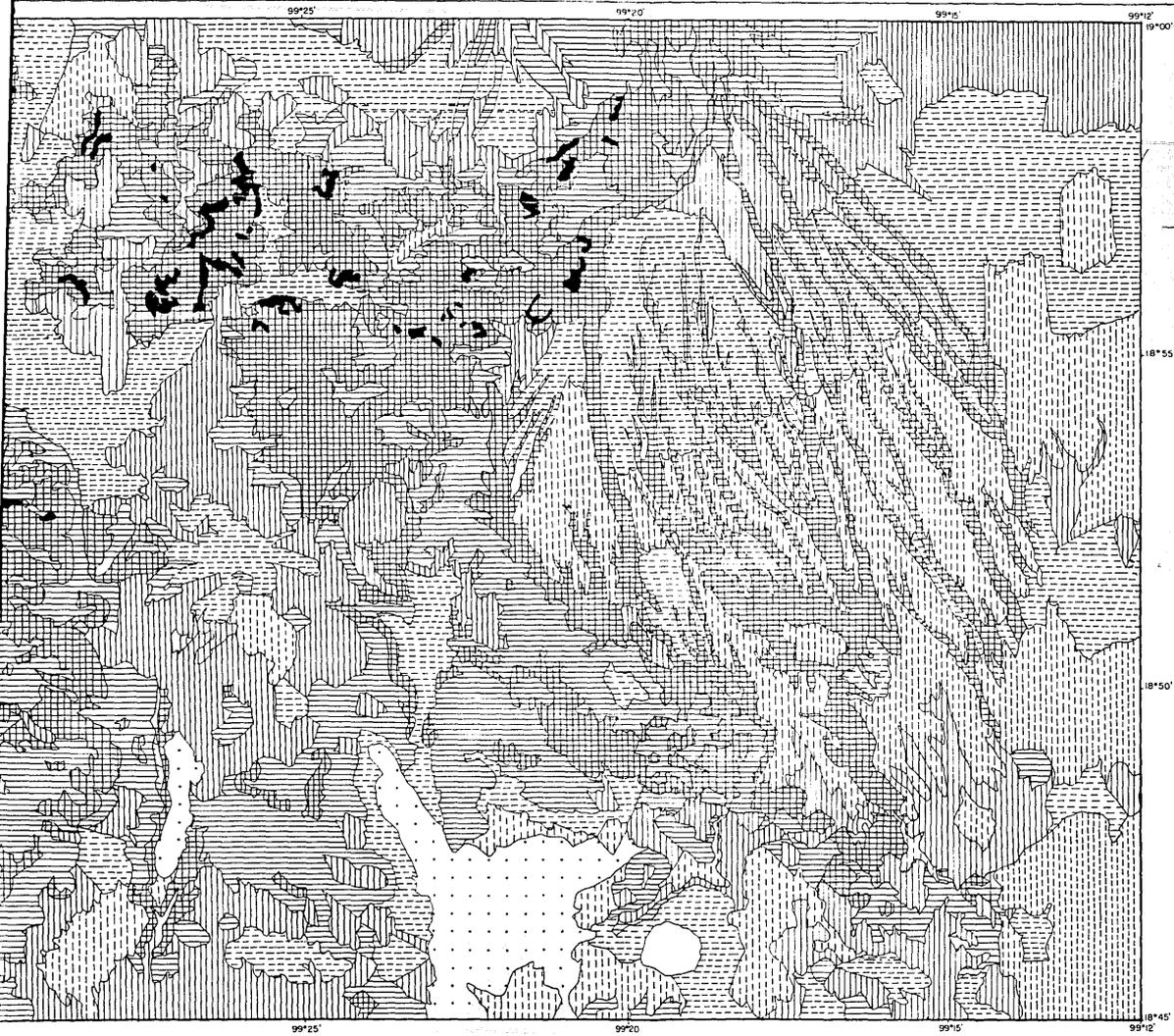


de 3° a 6°

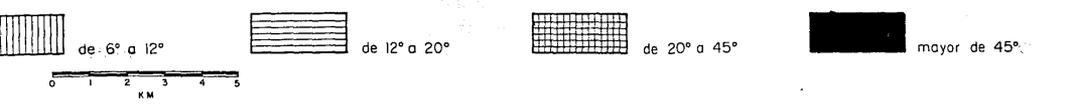


de 6° c

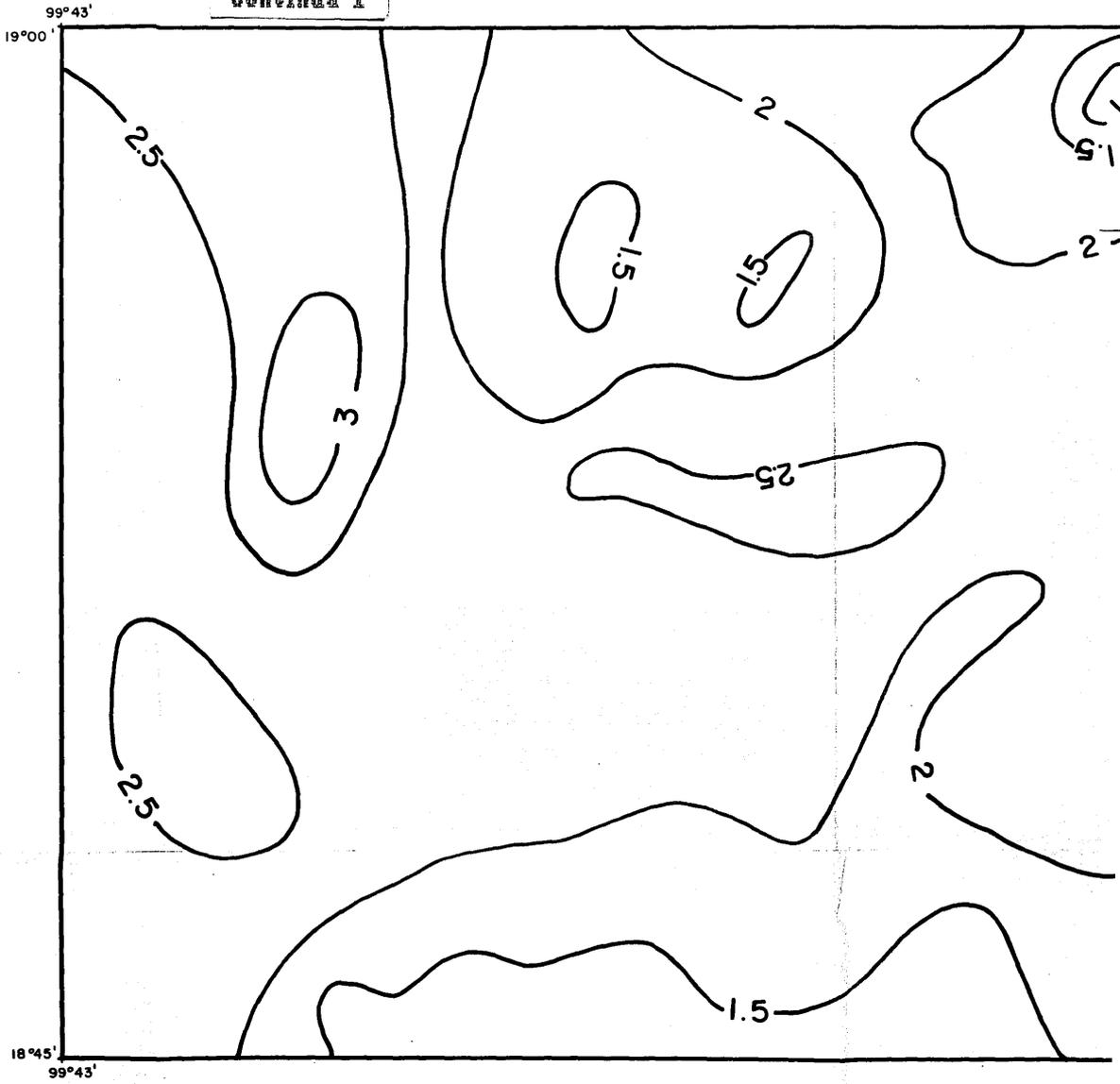




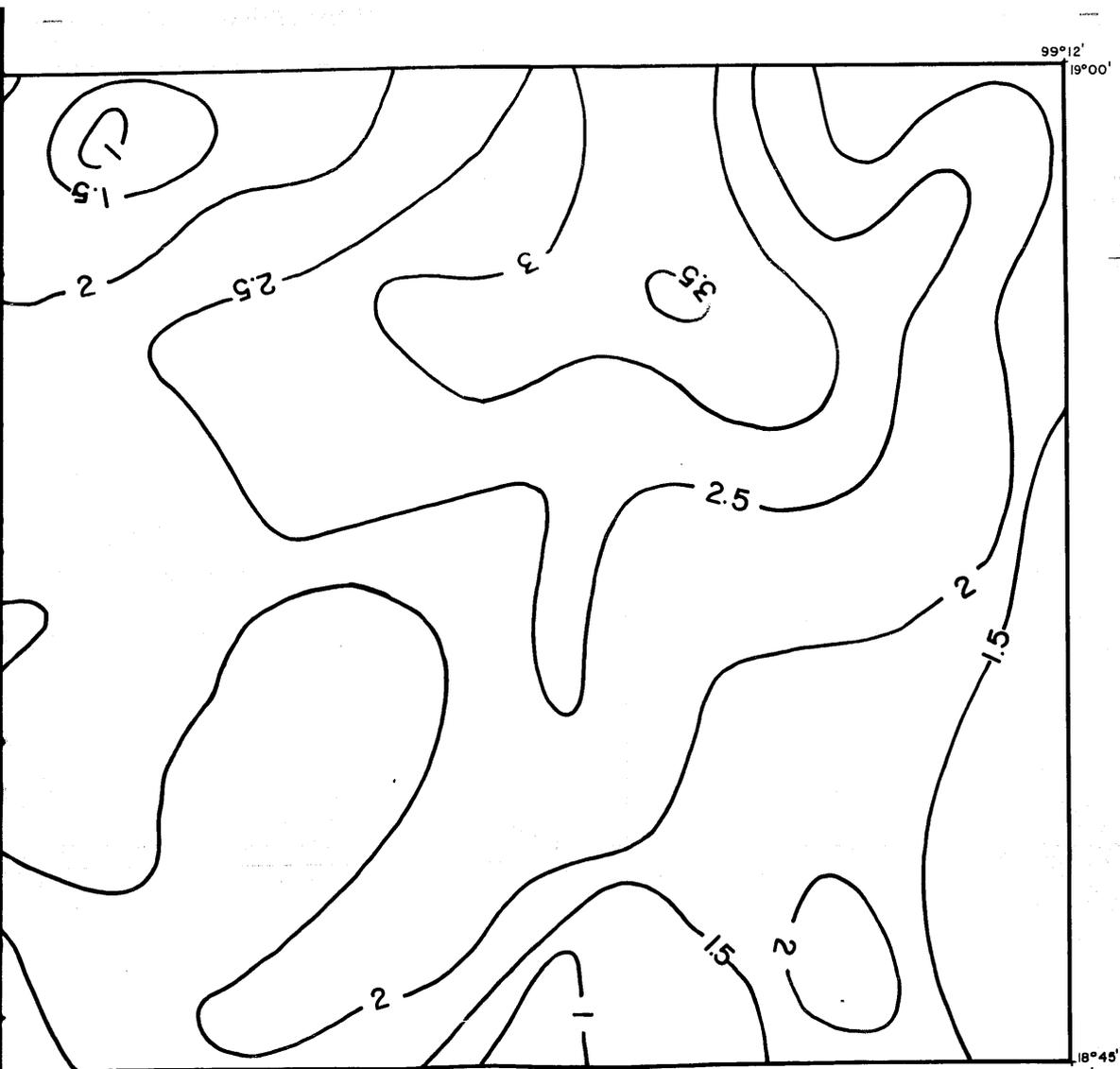
CARTA DE PENDIENTES



→
Continua 1



DENSIDAD DE LA DI
(km/km²)



DE LA DISECCION
(m/km²)



→
Continua 1

99°43'

19°00'

18°45'

99°43'

PROFUNDIDAD DE LA
(mts)



DE 0 A 20



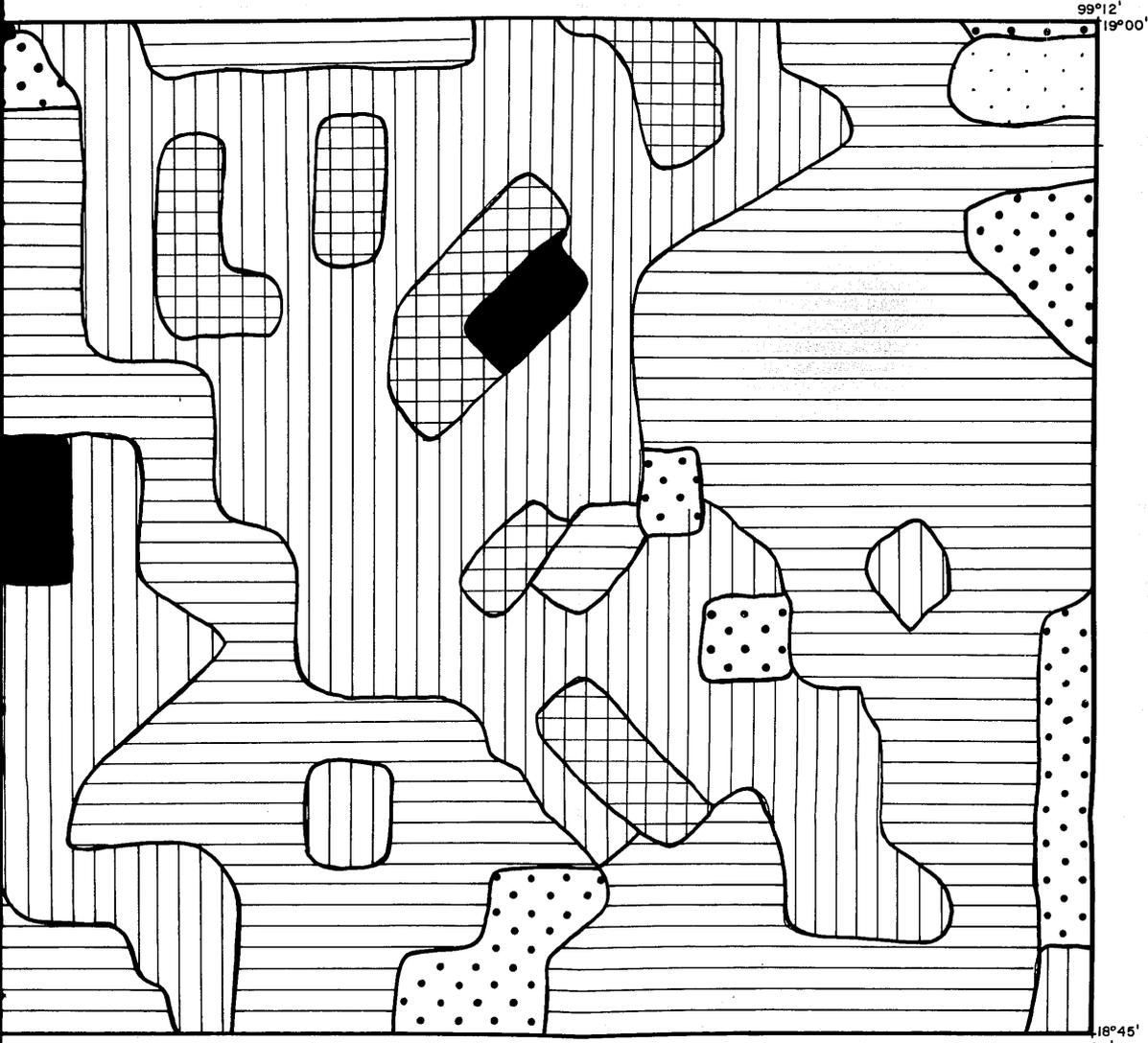
DE 20 A 40



DE 40 A 100



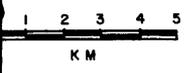
KM



99°12'
19°00'

18°45'
99°12'

AD DE LA DISECCION
(mts)



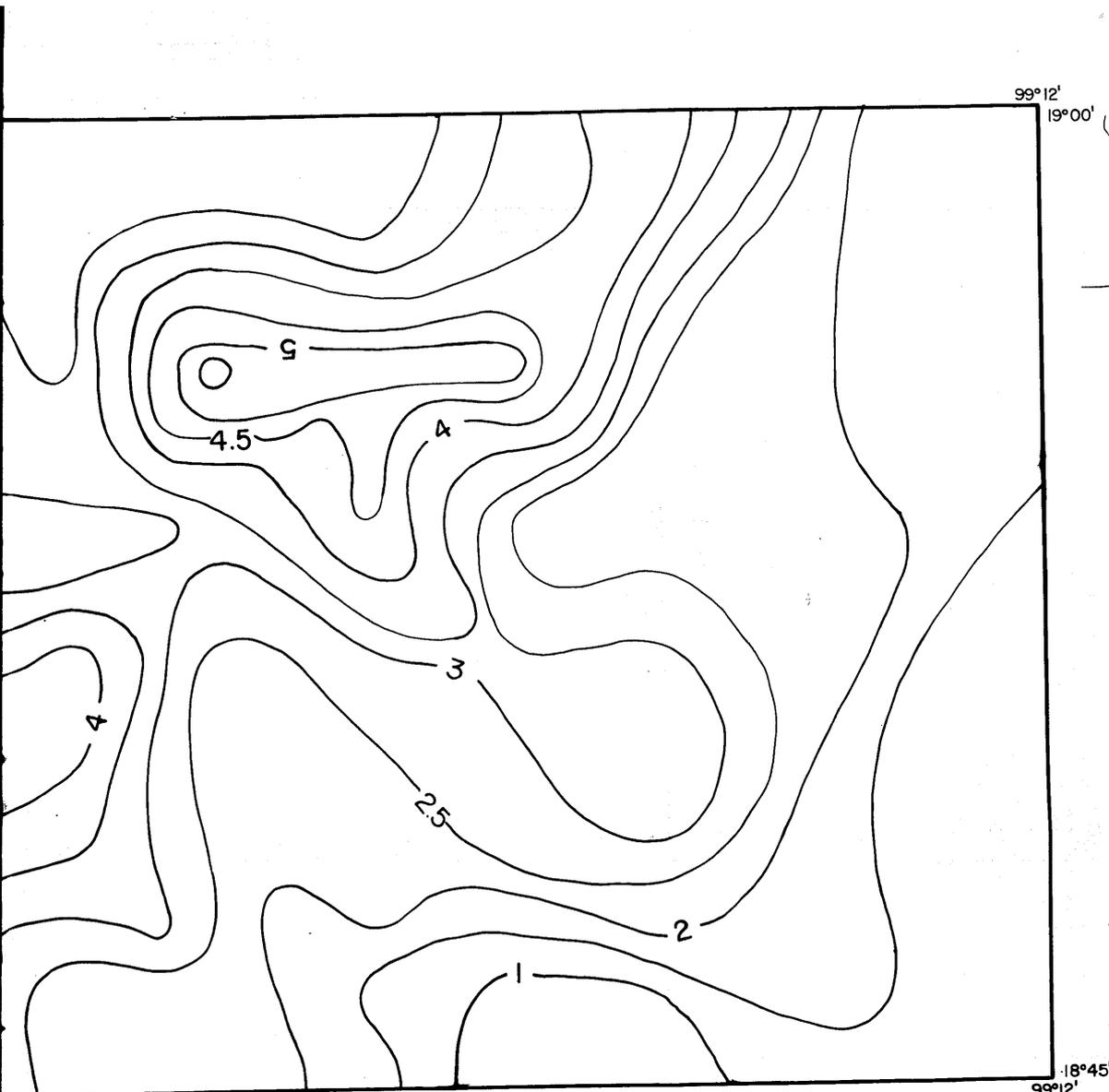
-->
Continua 1

99°43'
19°00'

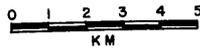


18°45'
99°43'

DISECCION GE
(km/km²)

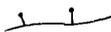
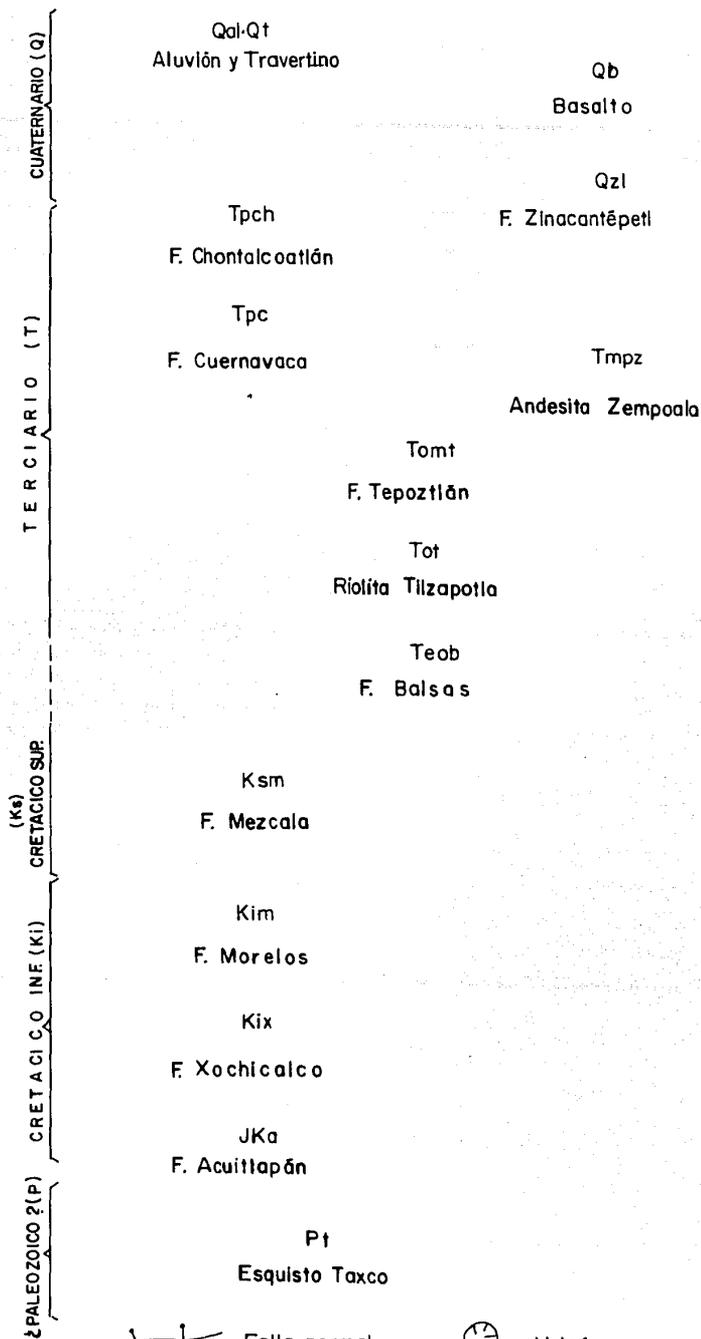


ACION GENERAL
(km/km²)



CARTA GEOLOGICA

L E Y E N D A



Falla normal



Volcán



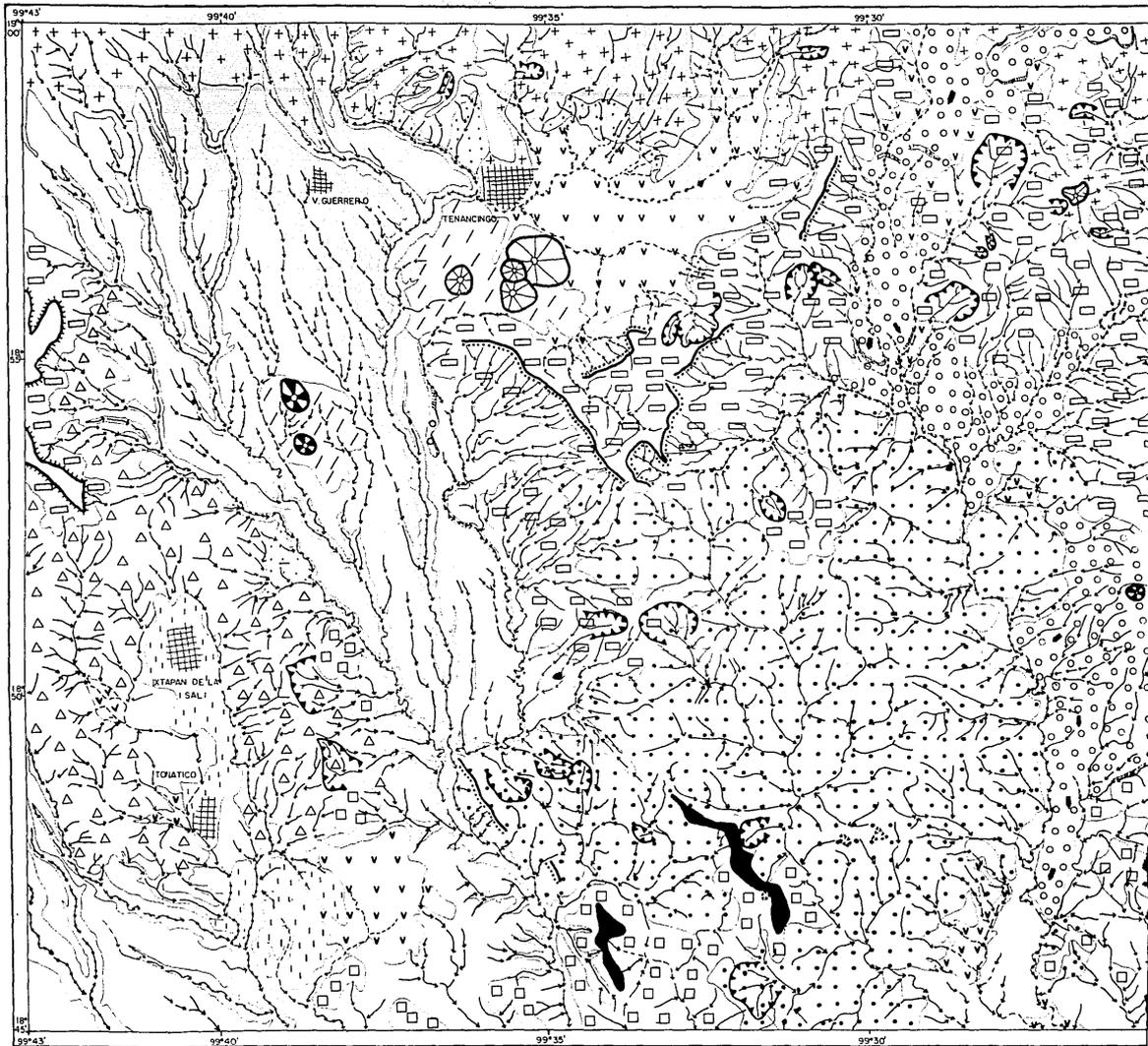
Falla inver



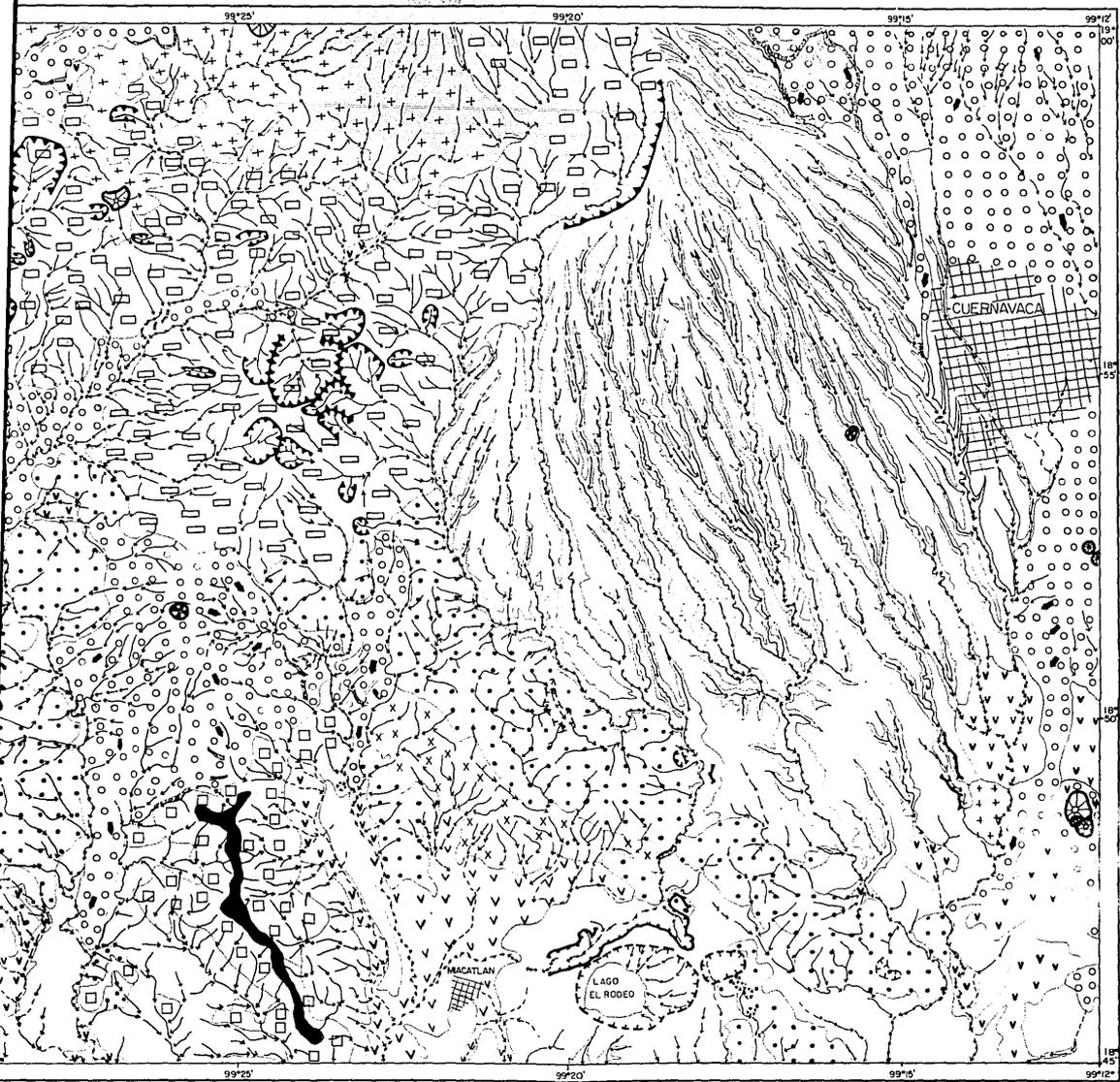
Eje anticlinal



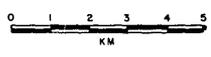
Falla inferida

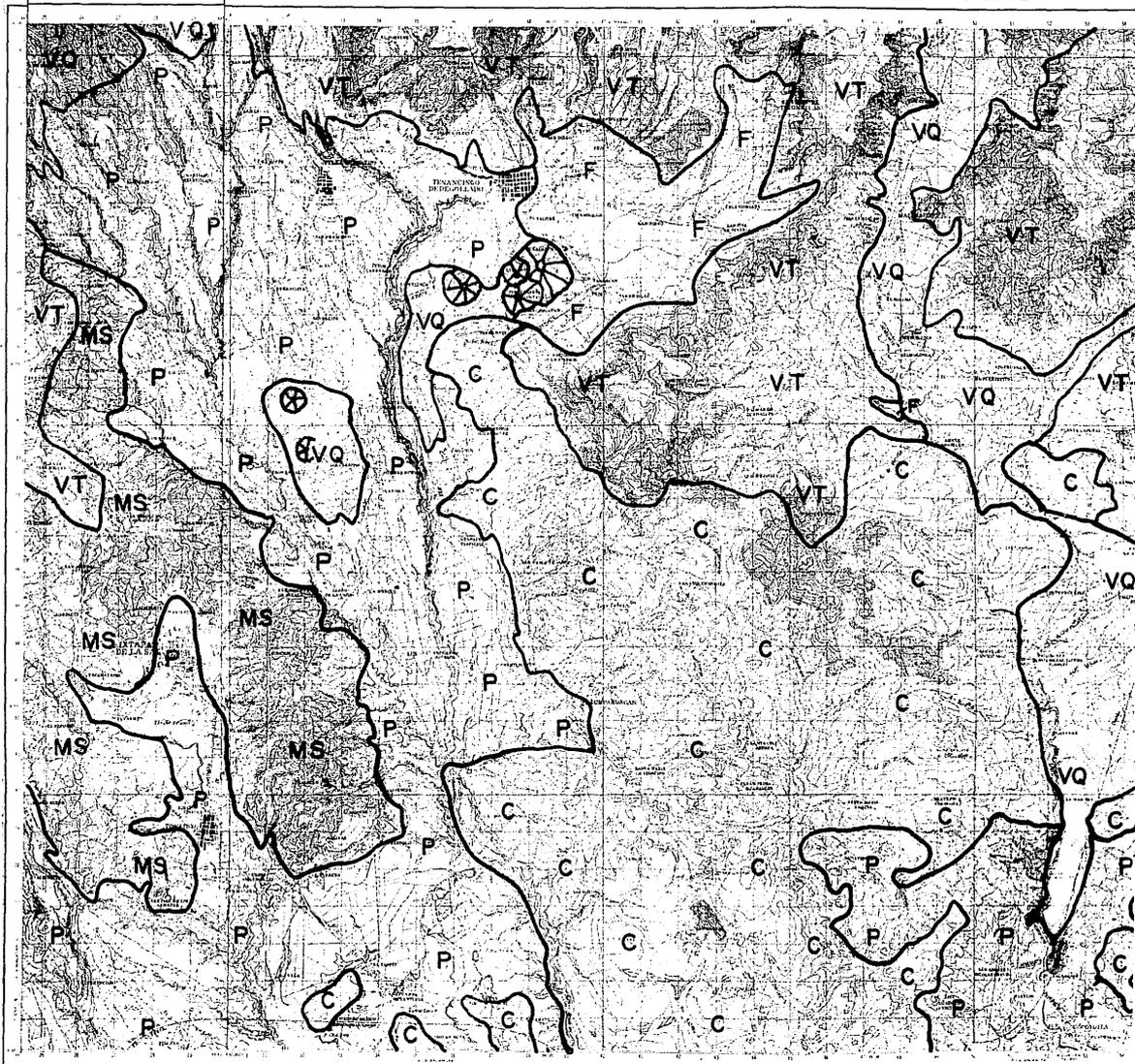


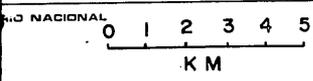
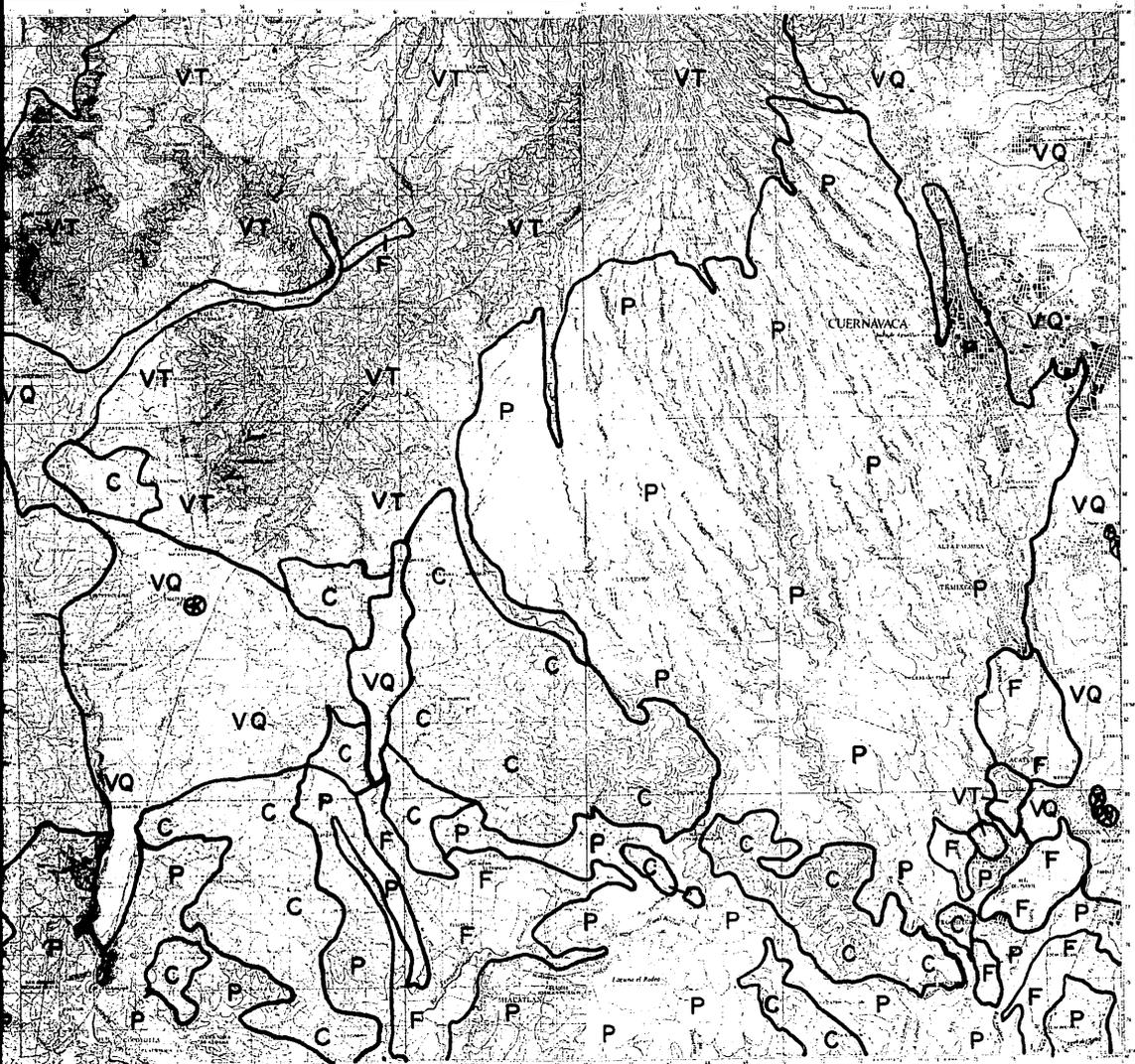
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|------------------------|--|----------------------------------|--|--|--|--|--|-------------------------------|--|--|--|---|--|---|--|--|
| | CONDOS CINERÍTICOS (Q) | | CONDOS VOLCÁNICOS COMPUESTOS (Q) | | COLADAS DE LAVAS (Q) | | LADERAS INFERIORES DE PROCLASTOS DE CONDS VOLCÁNICOS (Q) | | SUPERFICIES DE PROCLASTOS (Q) | | SUPERDEDIVERSIÓN DE PROCLASTOS (N ₂ -Q) | | LADERAS VOLCÁNICAS CON EROSIÓN MODERADA (N ₂ -Q) | | LADERAS VOLCÁNICAS CON EROSIÓN FUERTE (N ₂) | | LADERAS VOLCÁNICAS CON EROSIÓN MODERADA FUERTE (N ₂) |
| | DOLINAS (Q) | | PLANICIES ALUVIALES (Q) | | PLANICIES DE LUVIALES DE PIE DE MONTE (Q, Q ₂) | | PLANICIES PROLUVIALES DE LUVIALES (Q) | | SUPERFICIES DE TRAVERTINO (Q) | | TERRAZAS FLUVIALES (Q) | | ESCARPE DE FALLA | | ESCARPE LITOLÓGICO | | ESCARPE EROSIVO |

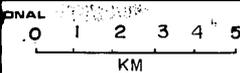
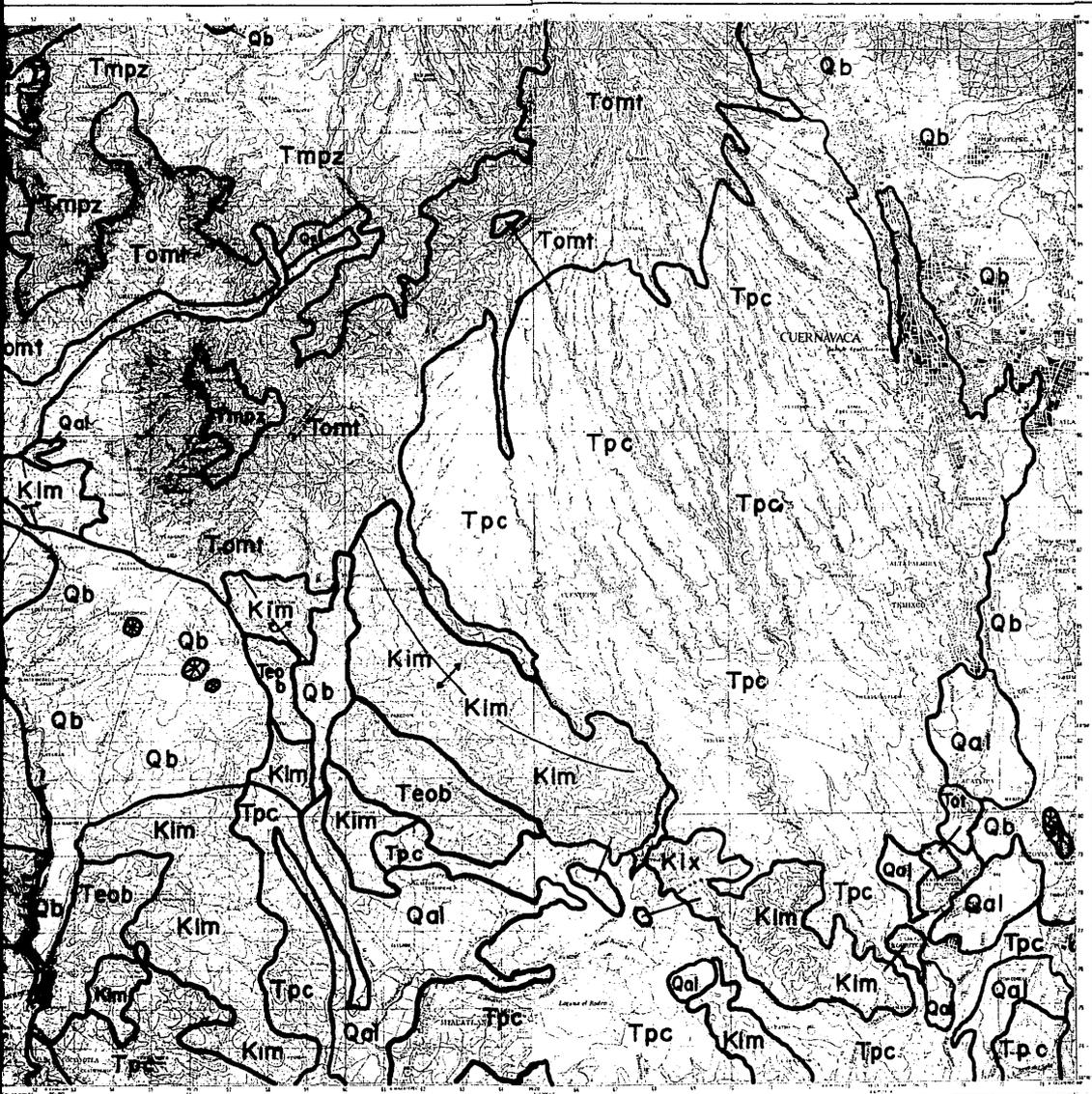


| | | | | |
|---|--|---|--|--|
| LADERAS VOLCÁNICAS CON EROSIÓN MODERADA A FUERTE (N, ?) | LAD. METASED. CON EROSIÓN MODERADA A FUERTE (N, ?) | LAD. MONT. PLE. GADAS CON EROSIÓN MODERADA (N, ?) | LAD. MONT. PLE. GADAS CON EROSIÓN MODERADA A FUERTE (N, ?) | LADERAS DE VALLES PRINCIPALES (O) |
| ESCARPE LITOLÓGICO | ESCARPE EROSIVO | CIRCO DE EROSIÓN | TALVEGS (P. 07) | INCLINANTE 0-20° 20-60° 60-100° > 100° |









CARTA GEOLOGICA

L E Y E N D A

