

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS**

**COLEGIO DE GEOGRAFÍA**

**“ANÁLISIS ESTRUCTURO-GEOMORFOLÓGICO DE LAS  
MONTAÑAS DE ATENANGO DEL RÍO-HUACHINANTLA, MÉXICO”.**

**TESIS**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE**

**LICENCIADO EN GEOGRAFÍA**

**PRESENTA**

**JONATHAN CASTREJÓN GÓMEZ**

**ASESOR: DR. JOSÉ RAMÓN HERNÁNDEZ SANTANA**

**MÉXICO, D.F. CIUDAD UNIVERSITARIA, 2013**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

# Análisis Estructuro-Geomorfológico de las montañas de Atenango del Río-Huachinantla, México

---

| <b>Contenido</b>  | <b>Página</b> |
|---|---------------|
| <b>Índice General</b>   | <b>I</b>      |
| <b>Introducción</b>   | <b>VII</b>    |
| Objetivo general  | X             |
| Objetivos específicos   | X             |
| Hipótesis   | X             |
| Estructura de la tesis  | XI            |
| <b>Capítulo 1. Marco teórico-conceptual-metodológico.</b>                     | <b>1</b>      |
| 1.1 El enfoque estructuro-geomorfológico en las investigaciones geográficas.  | 1             |
| 1.2 Principios básicos de la clasificación morfoestructural.                  | 6             |
| 1.3 Categorías básicas del análisis morfoestructural.                         | 10            |
| 1.4 Metodología de las investigaciones estructuro-geomorfológicas.            | 12            |
| <b>Capítulo 2. Características geólogo-tectónicas y geofísicas generales.</b> | <b>16</b>     |
| 2.1 Área de estudio.  | 16            |
| 2.1.2 Características físico-geográficas.                                     | 17            |
| 2.1.3 Clima e Hidrografía.  | 18            |
| 2.2 Marco estructuro-tectónico regional.                                      | 20            |

|  |           |
|--|-----------|
| 2.3 Peculiaridades lito-estratigráficas de los complejos geológicos.           | 32        |
| 2.4 Principales etapas de la evolución geotectónica.                           | 42        |
| 2.4.1 Orogenia Laramide  | 42        |
| 2.4.2 Deformación del Terciario  | 48        |
| <b>Capítulo 3. Análisis morfoestructural del relieve.</b>                      | <b>54</b> |
| 3.1 Antecedentes de la investigación estructuro-geomorfológica del área.       | 54        |
| 3.2 Análisis morfométrico del relieve.   | 55        |
| 3.2.1 Altimetría: determinación de las categorías y subcategorías del relieve. | 56        |
| 3.2.2 Inclinación del terreno.   | 62        |
| 3.2.3 Orientación de laderas.  | 67        |
| 3.2.4 Energía del relieve.   | 70        |
| 3.3 Tipos de morfoestructuras y su clasificación tipológica.                   | 73        |
| 3.3.1 Constitución geológica.  | 73        |
| 3.3.2 Morfoestructuras.  | 79        |
| 3.4 Rasgos morfogenéticos del relieve.   | 86        |
| <b>Conclusiones</b>  | <b>94</b> |
| <b>Bibliografía</b>  | <b>96</b> |
| <b>Anexos</b>  |           |

## Índice de figuras

**Figura 1.** Estilos geotectónicos de relaciones tridimensionales interbloques.

**Figura 2.** Esquema de Atenango del Río-Huachinantla con las principales vías de comunicación y puntos de mayor y menor elevación.

**Figura 3.** Localización del área de estudio.

**Figura 4.** Esquema general de la zona Atenango del Río- Huachinantla.

**Figura 5.** Climas.

**Figura 6.** Río Amacuzac (parte del área de estudio) forma parte de la cuenca del río Balsas.

**Figura 7.** Esquema que muestra las tres principales estructuras en la zona Atenango del Río-Huachinantla. En rojo marcado el límite del área de estudio.

**Figura 8.** Esquema que muestra la posición relativa del bloque Chortís con respecto a Norteamérica en: a) posición hipotética en el Eoceno Inferior y, b) en el presente. Note la posición del bloque MOJ en el sur de México.

**Figura 9.** Mapas esquemáticos de distribución de los terrenos en el sur de México, propuestos por Campa y Coney, 1983; Sedlock, 1993; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie, 2004; Talavera-Mendoza y Guerrero Suastegui, 2000; Centeno García *et al.*, 2008). En la figura f PGM: Plataforma Guerrero-Morelos, ft: falla de Teloloapan, fp: falla de Papalutla y fc: falla de Chacalapa.

**Figura 10.** Esquema sobre Modelo digital de elevación del límite Nororiental de la Plataforma Guerrero Morelos.

**Figura 11.** Modelo digital de elevación que muestra los límites de la Plataforma Guerrero-Morelos y ubicación de la zona Atenango del Río-Huachinantla.

**Figura 12.** Columna estratigráfica esquemática de la sucesión cretácica de la Plataforma Guerrero-Morelos (Terreno Mixteco).

**Figura 13.** Mapa de elevación digital donde se muestran los límites de la Plataforma Guerrero-Morelos y la Ubicación de la zona de estudio. Es posible apreciar parte de la Falla de Papalutla al Sureste.

**Figura 14.** Modelo digital del terreno donde se aprecian las principales localidades dentro del área de estudio.

**Figura 15.** Mapa esquemático de las estructuras laramídicas, desarrolladas durante el Cretácico superior entre la PGM y la costa pacífica del sur de México. En la figura se presentan las edades estimadas para el evento de acortamiento en las diferentes regiones. Aca: Complejo Acatlán; PGM: Plataforma Guerrero-Morelos; X: Terreno Xolapa; TE: Terreno Teloloapan; A: Terreno Arcelia; Z: Terreno Zihuatanejo; CVTM: Cinturón Volcánico Transmexicano y, en rojo, el límite del área de estudio.

**Figura 16.** Modelo para la evolución tectónica del Terreno Guerrero entre el Valanginiano y el Paleoceno.

**Figura 17.** Modelo propuesto por Centeno-García *et al.* (2008) para la evolución tectónica del Terreno Guerrero durante el Cretácico.

**Figura 18.** Modelo para la evolución tectónica del Terreno Guerrero entre el Cretácico Temprano y el Terciario Temprano.

**Figura 19.** Mapa esquemático de las fallas mayores del Terciario, reconocidas en el sur de México.

**Figura 20.** Reconstrucción tectónica para el Eoceno, mostrando la posibilidad de la posición inicial del bloque Chortís frente a la margen pacífica del sur de México, y su sucesiva migración hacia el este, hasta llegar a su posición actual.

**Figura 21.** Restauración del bloque de Chortís frente a la margen pacífica del sur de México. En esta reconstrucción las fallas de Papalutla (sur de México) y de Guayape (bloque de Chortís) constituyen un único sistema transcurrente izquierdo durante el Cretácico.

**Figura 22.** Reconstrucciones alternativas propuestas para la posición del bloque de Chortís en el Cretácico tardío-Terciario temprano. La figura (a.) corresponde a la reconstrucción de Keppie y Morán-Zenteno (2005), la que contempla la posibilidad que el

Chortís proceda desde una posición más al suroeste de su posición actual. La figura (b.) corresponde a la reconstrucción de Harlow *et al.* (2004), que propone la colisión del Chortís con el bloque Maya desde el Campaniano.

**Figura 23.** Ejemplo de modelo morfoestructural. La figura corresponde a algunos estilos geotectónicos de relaciones tridimensionales interbloques morfoestructurales del relieve del estado de Oaxaca.

**Figura 24.** Ejemplo de modelo morfoestructural. La figura corresponde al modelo tridimensional del arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces y distribución de bloques.

**Figura 25.** Mapa altimétrico.

**Figura 26.** Mapa de Categorías y subcategorías del relieve.

**Figura 27.** Mapa de Pendientes

**Figura 28.** Clasificación de la inclinación del Terreno de Atenango del Río-Huachinantla.

**Figura 29.** Fotos con vista al SW (superior izquierda), al W (superior derecha), al NW (inferior izquierda) y al N (inferior derecha) de la llanura lacustre en la porción noreste del área de estudio (llanuras altas en el mapa de categorías y subcategorías del relieve).

**Figura 30.** Foto con vista de la Cabalgadura al Este del área de estudio (con vergencia al E - NE). En rojo, pendientes mayores ( $30 - >45^\circ$ ) laderas de montañas bajas. En amarillo pendientes bajas y medias ( $>6-15^\circ$ ) pertenecientes a la zona de premontañas. En verde, pendientes bajas ( $>2-6^\circ$ ), y algunas extraordinarias que superan los  $10^\circ$ .

**Figura 31.** Vista del flanco occidental de la cabalgadura al este del área de estudio (Cerro Cotiliguio) con vergencia E – NE y pendiente  $> 45^\circ$

**Figura 32.** Rosa de los vientos con los principales puntos cardinales.

**Figura 33.** Mapa de orientación de laderas.

**Figura 34.** Magnitud de orientación de laderas en la zona de Atenango del Río-Huachinantla. Principalmente orientadas hacia el noroeste y sureste.

**Figura 35.** Mapa de energía del relieve.

**Figura 36.** Mapa de Geología.

**Figura 37.** Perfil del sistema morfoestructural del Sinclínorio de Zacango en la zona de Atenango del Río-Huachinantla.

**Figura 38.** Columna estratigráfica de la zona estudiada

**Figura 39.** Mapa Morfoestructural.

**Figura 40.** Mapa Morfogenético

### **Índice de Tablas**

**Tabla 1.** Clasificación de las formas del relieve terrestre.

**Tabla 2.** Principios y Niveles jerárquicos de la clasificación de las morfoestructuras para el caso de las montañas Atenango del Río-Huachinantla.

**Tabla 3.** Rangos altitudinales de las diferentes categorías y subcategorías a nivel global, y zonal del área de Atenango del Río-Huachinantla, en México.

## **Introducción**

La determinación de las características generales, regionales y locales de todos los procesos geodinámicos (endógenos y exógenos) de la superficie terrestre, constituye una de las principales direcciones, tanto teórico-metodológicas como de carácter aplicado, de las investigaciones geocientíficas en los territorios sensibles a sus manifestaciones. En los últimos años, es correcto asegurar que los estudios referidos a la estructura y dinámica del relieve terrestre alcanzan niveles extraordinarios de objetividad y exactitud, si son conformados, de manera integral y multidisciplinaria, por todos los métodos desarrollados por las geociencias actuales.

La zona de Atenango del Río-Huachinantla, desde el punto de vista político-administrativo, se ubica en la parte sur de México, en los límites estatales de Guerrero y Puebla entre los  $99^{\circ} 07'$  y  $98^{\circ} 57'$ , de longitud oeste, y los  $18^{\circ} 19'$  y  $18^{\circ} 05'$ , de latitud norte; mientras que desde el punto de vista fisiográfico ocupa los límites entre la Sierra Madre del Sur y el Cinturón Volcánico Transmexicano, lo que origina una configuración estructural y morfogenética muy peculiar.

La evolución geológica y geomorfológica que se ha dado entre el límite del Cinturón Volcánico Transmexicano y la Sierra Madre del Sur, desde el Cretácico inferior y todo el Neógeno (especialmente la deformación ocurrida cerca del margen sur de la Placa Norteamérica durante este período), representa un interesante tema de estudio.

Previamente, se han documentado dos eventos tectónicos principales, que afectaron una amplia zona del sur de México durante este lapso. El primer evento fue una deformación progresiva por acortamiento, dirigido hacia el este-noreste, que ha provocado el plegamiento y cabalgamiento de las secuencias de la cobertura mesozoica, imbricándolas y comprimiéndolas hacia la parte continental. Este primer evento ha sido relacionado por su estilo y edad con la Orogenia Laramide del suroeste de la Cordillera Norteamericana (Campa et al. 1976; Campa y Ramírez, 1979;

Dickinson *et al.*, 1988; Salinas-Prieto *et al.*, 2000). Por otro lado, y a diferencia de la zona localizada al norte del Cinturón Volcánico Transmexicano, donde la deformación post-laramídica se caracteriza esencialmente por extensión (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999), en el sur, el segundo evento de deformación está caracterizado principalmente por fallas con desplazamiento lateral. Estos dos eventos tectónicos han deformado una amplia zona dentro del margen suroeste de la Placa de Norteamérica, en el sur de México.

Esta investigación tiene como fin realizar un análisis morfoestructural, con vistas a entender la historia y dinámica del relieve y así emprender en principio el conocimiento en esta zona, debido a que los estudios referentes en el área son únicamente de carácter geológico y paleontológico. En estudios como este la Geomorfología tiene un papel importante en la generación de información de una parte del país, además de considerar que se obtienen documentos básicos de utilidad para estudios futuros sobre el mismo sitio o en áreas similares. En este caso mediante una caracterización morfogenética y morfoestructural del relieve.

El área de estudio (Entre los poblados de Atenango del Río y Huachinantla) es compleja, ya que se encuentra entre dos grandes sistemas montañosos, por lo que esta investigación se guiará, a partir de distintas perspectivas, partiendo de un enfoque global que busca la interrelación de todos los aspectos del relieve; la Geomorfología general representa el primer enfoque. El relieve del área de estudio cuenta con una geología regional y estructural peculiar, producto de una zona con procesos endógenos activos hasta la fecha.

En esta investigación se empleará el enfoque de la Geomorfología estructural, que de acuerdo con Spiridonov (en Rodríguez, 2011), la tectónica juega un papel fundamental en la formación del relieve, establece sus formas de manifestación en la superficie terrestre, para que con base en ella, se elaboren criterios estructuro-geomorfológicos relacionados con la evolución de las estructuras geológicas.

De manera dual, La zona de Atenango del Río y Huachinantla se encuentra bajo una dinámica exógena constante, que modela el relieve continuamente. Una de las ramas de la Geomorfología que se utilizará para llevar a cabo la presente investigación será la morfometría que es considerada una de las bases de mayor importancia en el análisis geomorfológico, es el análisis cuantitativo de la superficie terrestre por medio de mediciones en un mapa topográfico, y servirá para delimitar formas en el área de estudio, así como la diferenciación de los movimientos tectónicos, expresados en la profundidad y densidad de disección del relieve.

Es importante y fundamental mencionar, que aun existiendo en la actualidad los métodos más actuales para realizar este tipo de trabajos morfométricos con el uso de sistemas de información geográfica (SIG), se debe tener y conocer la base teórica que se realiza de manera manual, de acuerdo con Lugo (1988), es decir, el “a, b, c” de la morfometría como rama de la Geomorfología. Algunas de las técnicas y métodos empleados durante el trabajo para la clasificación y análisis del relieve son: la hipsometría, medición de pendientes del terreno, orientación de laderas, erosión total y energía del relieve.

## **Objetivo General**

Analizar la evolución estructuro-geomorfológica de la zona Atenango del Río-Huachinantla, y establecer una tipología morfoestructural, con el fin de entender la configuración actual del relieve y de sus procesos modeladores.

## **Objetivos Específicos**

- > Caracterizar las diferentes litologías en el área de estudio y su temporalidad, por medio de los trabajos ya existentes y su reconocimiento en campo.
- > Establecer los eventos de deformación tectónica en un marco temporal-relativo ocurridos en el área de estudio (Cretácico – Cuaternario).
- > Determinar a partir de una interpretación morfoestructural empleando distintos métodos morfométricos los principales rasgos morfoestructurales de la zona de Atenango del Río-Huachinantla.

## **Hipótesis**

Los mecanismos geotectónicos y la evolución estructuro-geológica Meso-Cenozoica del área de Atenango del Río-Huachinantla determinaron el carácter morfoestructural interno de su relieve, su diferenciación espacial y altitudinal en categorías y subcategorías geomorfológicas y sus tipos específicos, así como el control de los procesos morfogenéticos, modeladores del relieve.

## **Estructura de la Tesis**

La tesis se encuentra organizada en introducción, tres capítulos, conclusiones y bibliografía, además de su relación de figuras, tablas y anexos.

El capítulo I está constituido por el marco teórico-conceptual, que reconoce los enfoques fundamentales para tratar el objeto de estudio, las bases metodológicas empleadas para realizar investigaciones de carácter geomorfológico, utilizando los principios básicos de la clasificación morfoestructural.

El capítulo II describe y evalúa las características geólogo-tectónicas y geofísicas del área de estudio, así como sus peculiaridades litoestratigráficas, evolución tectónica desde el Terciario temprano al Neógeno y dinámica actual.

Finalmente, el capítulo III valora y analiza la información obtenida, a través de la investigación geomorfológica estructural del relieve, llegando a una interpretación morfotectónica, clasificando de manera tipológica las morfoestructuras del área de estudio.

## **Capítulo 1. Marco teórico-conceptual-metodológico.**

### **1.1 El enfoque estructuro-geomorfológico en las investigaciones geográficas.**

En la actualidad, las investigaciones y trabajos de carácter geomorfológico tienden a ser más completos y con enfoques más interdisciplinarios, debido a la avanzada tecnología y conocimiento actual. La Geomorfología, según la etimología griega, se define como *geo*, Tierra, *morphe*, forma, y *logos*, tratado o estudio: El estudio de las formas de La Tierra. Esta definición aunque correcta, no explica de manera completa esta rama de las Geociencias, que de manera más amplia, se puede definir como la ciencia que describe, estudia, analiza y explica el relieve de La Tierra, su formación, cambios, evolución, dinámica y modelado, tomando en cuenta los procesos y factores que interactúan con él, como la tectónica y el clima, para poder llegar a establecer relaciones y parámetros, tanto cualitativos como cuantitativos y hacer de la superficie terrestre una realidad conocida por el hombre y que se encuentra en constante cambio.

El conocimiento geomorfológico constituye entonces, un lazo de unión interdisciplinario entre el campo geológico, geográfico y biológico. Es claro que la Geografía y la Geología estudian el planeta; la primera más enfocada en el espacio y la segunda en el contexto tiempo. La Geomorfología lo hace en función de ambos factores (Kostenko, 1975).

La Geomorfología como ciencia, se desarrolla con métodos de investigación propios e independientes de otras ciencias, que la hacen cada vez más extensa y, a la vez, más compleja. De esta manera, en cualquier rama de la Geomorfología, es necesario realizar una clasificación de las formas del relieve, para realizar investigaciones más precisas y en un contexto claramente definido. Lugo Hubp (1988), menciona algunos autores que han realizado este tipo de clasificaciones, según sus dimensiones, entre ellos Engeln (1942), Guerasimov (1946), Cailleux y Tricart (1965), y Leontiev (1975).

La Tabla 1 representa la clasificación de las formas del relieve de V. Piotrovsky (en Lugo, 1988), que generó a partir de otras clasificaciones ya existentes. El área de estudio Atenango del Río – Huachinantla corresponde al III orden, de cientos y miles de Km<sup>2</sup>, con diferencias altitudinales máximas de 1000 m, aunque para su análisis se utilizó el tipo de escala 1:50 000 de la cartografía de Inegi (2005).

| MAGNITUD (orden) | SUPERFICIE                                 | DIF. ALTURAS (metros)                              | EJEMPLOS   | ESCALA DE REPRESENTACIÓN      |
|------------------|--|--|--|-------------------------------|
| I                | Millones Km <sup>2</sup>                   | Hasta 20 000, 2500-6500 promedio                   | Continentes y cuencas oceánicas.   | 1:50 000 000                  |
| II               | Decenas miles de Km <sup>2</sup>           | Máx. 11 000 500-4000 promedio                      | Altiplanos, países montañosos continentales y oceánicos, depresiones cratónicas y oceánicas. | 1:10 000 000<br>1: 1 000 000* |
| III              | Cientos y miles de Km <sup>2</sup>         | 200-2000   | Montañas, grandes cuencas, algunas trincheras.   | 1:1 000 000<br>1:100 000*     |
| IV               | Cientos y miles de m <sup>2</sup>          | 200-300  | Colinas, terrazas, poljes, barrancos.  | 1:50 000<br>1:10 000*         |
| V                | M <sup>2</sup> y cientos de m <sup>2</sup> | metros y decenas de m.                             | Bancos de cauce, barrancos, dolinas.   | 1:25 000<br>1:5 000*          |
| VI               | dm <sup>2</sup> y m                        | 0.1 a 1-2  | Montículos, cárcavas.  | 1:1 000                       |
| VII              | cm y dm                                    | cm <sup>2</sup> y dm <sup>2</sup> a m <sup>2</sup> | Cúmulos, estrías.  | -----                         |

\* Cartografía de detalle.

Tabla 1. Clasificación de las formas del relieve terrestre (según Piotrovsky, 1977 en Lugo 1988).

En cada orden se aplica una metodología distinta en el estudio de una porción de la superficie terrestre, así como es claro que aunque la clasificación es esencialmente morfológica, existe una marcada influencia endógena en las estructuras de mayores dimensiones y exógena en las menores (Lugo, 1988). Se debe mencionar que aunque el área de Atenango de Río-Huachinantla es relativamente pequeña (500 km<sup>2</sup>), cuenta con una marcada influencia de ambos factores.

El desarrollo del relieve terrestre tiene dos orígenes, internos o endógenos y externos o exógenos, de acuerdo con el carácter de influencia sobre el relieve, su relación genética con el mismo y su origen.

Los factores endógenos se relacionan con los procesos de actividad en el manto superior (Tectónica) y en la litosfera, que generan deformaciones en la superficie terrestre, desde las trincheras oceánicas hasta las montañas más altas del planeta, de igual manera que todas las formas subsecuentes que aparecen sobre la superficie terrestre (planicies, mesetas, valles, volcanes etc.). Los procesos endógenos son entonces los creadores de las grandes formas del relieve (Lugo, 1988).

Los procesos endógenos se expresan en el relieve por medio de pliegues, fallas y fracturas, que se han formado desde inicios de la conformación del relieve de la Tierra, así como las estructuras volcánicas, que en ocasiones el hombre es capaz de ver o percibir mediante las erupciones e incluso los terremotos más destructivos, que son causados por los movimientos de las placas tectónicas (Ramírez, 1990).

Por el contrario, los procesos exógenos son todos aquellos que modelan destruyen y generan acumulación de materiales diversos sobre toda la superficie terrestre. Se encargan de la transformación constante de la parte superficial del planeta, dando como resultado una interrelación constante entre ambos procesos, y el dominio de uno u otro define el relieve en la actualidad. El tipo genético de los procesos exógenos

se determina mediante las condiciones externas fisicogeográficas (relieve y clima) (Kostenko, 1975).

Los tres principales tipos de procesos externos, que se encargan de la nivelación de la superficie terrestre: el intemperismo o meteorización, la erosión o denudación y la acumulación. El intemperismo se encarga de la destrucción de las rocas por medio de procesos físicos, químicos y biológicos; la erosión se refiere al transporte del material resultante, que el intemperismo genera por medio de todos sus agentes y la acumulación hace referencia al material o a las partículas transportadas, que se acumulan de manera temporal o permanente, generando diversas formas de relieve (De Pedraza, 1996).

La relación genético-causal entre los procesos exógenos y endógenos, consiste en que los primeros producen las irregularidades fundamentales del relieve que son la fuente de energía potencial de los factores exógenos. Bajo la influencia del campo gravitacional de la Tierra tiene un cambio de energía potencial en cinética, que es usada en el acarreo del material detrítico, mediante los diversos procesos exógenos. El resultado final de la acción de los procesos exógenos es la nivelación debida al corte de las elevaciones y relleno de las depresiones (Kostenko, 1975).

Para la solución de problemas geológicos prácticos y científicos, el análisis morfoestructural tiene una importancia primordial. Este análisis ofrece la posibilidad de obtener información que complementa la historia evolutiva de las deformaciones tectónicas afectadas por un levantamiento general y la denudación. La velocidad de los movimientos tectónicos y de los procesos exógenos es variable, y su correlación permite diferenciar una gama determinada de formas estructurales en el relieve (Kostenko, 1980).

En Geomorfología surgen distintitas ramas más especializadas, respecto a los procesos formadores y modeladores de la superficie terrestre, como la Geomorfología volcánica, Geomorfología climática, Geomorfología kárstica, Geomorfología fluvial, Geomorfología eólica, Geomorfología estructural (en la cual está proyectada esta investigación), entre otras. Cada una de estas ramas tiene un método ya consolidado, aunque con los avances tecnológicos han surgido nuevas ideas e innovaciones, desde los cuales se abordan las problemáticas surgentes en la actualidad. (Rodríguez, 2011).

El análisis geomorfológico, aunque complejo, puede resolverse, en esencia por su magnitud espacio-temporal, por su carácter genético y por sus fines específicos, empleando en ello conocimientos físico-geográficos, físico-biológicos, geomorfológico-estructurales, etc.

La disposición de los materiales y la presencia o ausencia de estructuras disyuntivas se refleja en la morfología del relieve. Estos aspectos son el objeto de estudio de la Geomorfología morfoestructural. Existen diferentes interpretaciones e incluso definiciones para referirse a las morfoestructuras, por ejemplo Guerasimov (en Ramírez, 1990), las define como “La estructura geológica reflejada en el relieve terrestre”.

Los métodos de análisis morfoestructural permiten entender la relación íntima que existe entre las formas de la superficie terrestre con su estructura geológica, y esto debe ser tomado como un principio básico del análisis y no debe limitarse a alguno de sus componentes. De acuerdo con Ramírez (1990), pueden generarse avances importantes en la solución de problemáticas relacionadas con formas orogénicas peculiares o de difícil comprensión, activas o inactivas, en diferentes etapas de la actividad tectónica. Es así que el análisis del relieve, desde un enfoque estructuro-geomorfológico, ha permitido descubrir estructuras complejas y establecer los parámetros que las controlan, su distribución y dinámica tectónica, así como sus

características cualitativas y cuantitativas. El avance científico en esta rama de las geociencias ha permitido establecer categorías básicas de análisis morfoestructural, al igual que principios fundamentales para su clasificación, que se mencionan más adelante. El análisis estructuro-geomorfológico sirve como base para las investigaciones geográficas de carácter global, regional y local, en particular, para trabajos de carácter geomorfológico o geológico, y que puede tener aplicaciones en materia de riesgos, prospección de aguas subterráneas, ingeniería, construcción de presas, geotermia, urbanización y otras esferas.

Sintetizando la información, hasta ahora se puede decir que el análisis estructural surge a partir de dos factores fundamentales, el relieve terrestre y la estructura geológica que la conforma y toda su interrelación histórica hasta la actualidad. Como resultado se entiende y explica la importancia de la tectónica en el origen y evolución del relieve, así como su dinámica actual.

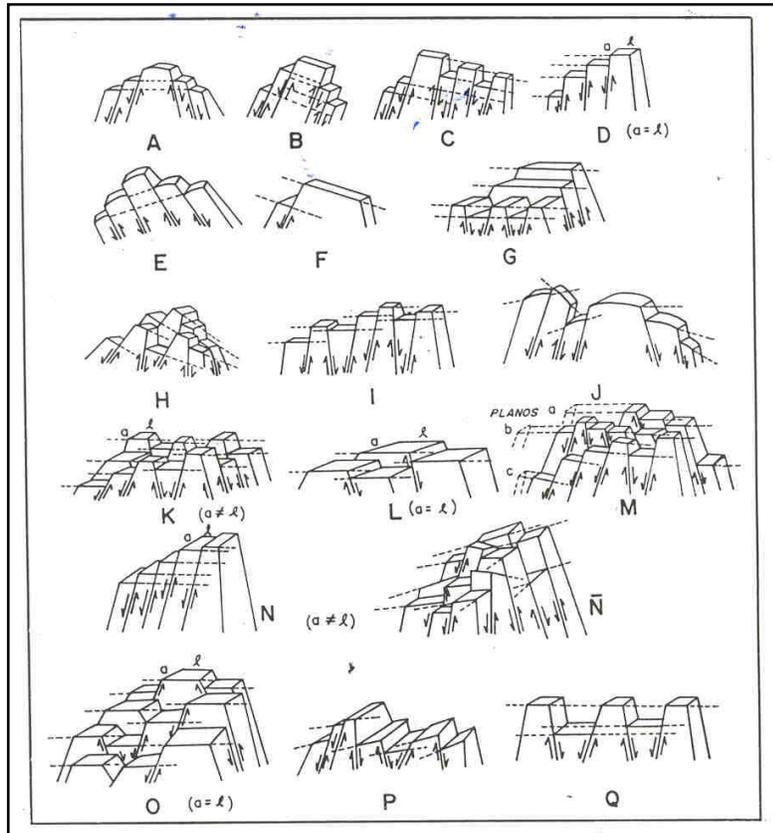
## **1.2 Principios básicos de la clasificación morfoestructural.**

Las bases teórico-conceptuales del análisis morfoestructural son indispensables para cumplir con el objetivo de la presente tesis, que se fundamenta en la escuela geomorfológica rusa, partiendo de las investigaciones realizadas por I. P. Guerasimov (en Hernández *et al.*, 1994), durante los años cuarenta y fines de los cincuenta, en las cuales toma como punto de partida el enfoque histórico-genético y jerárquico-espacial, donde estableció la categoría de geotectura (elementos de carácter planetario continental, oceánico y de transición marginal e intracontinental), morfoestructura (expresión regional o local de la estructura geológica en el relieve), y morfoescultura (manifestación exógena en el relieve). Para el año 1986, apareció una categorización más detallada por I. P. Guerasimov de acuerdo con la teoría de la Tectónica de Placas en la historia geológica de nuestro planeta (Hernández *et al.*, 1994).

A partir de este nuevo enfoque, aparecieron nuevos tipos geotecturales, entre los que destaca el tipo orogénico, como las geotecturas continentales caracterizadas por morfoestructuras complejas de sobrecorrimiento-plegamiento y de bloque, formadas durante la etapa orogénica alpina. Con la aparición de la teoría de la tectónica de placas, dichas geotecturas surgieron en los bordes de las placas, a lo largo de zonas de sutura continental-oceánicas jóvenes, bajo el régimen de movimientos orogénicos. Estas unidades planetarias de transición marginal, se caracterizaron por su estructura de mosaico, en donde las estructuras continentales eran predominantes, pero se incluían fragmentos oceánicos. Se añadieron a éstas, por su mismo origen y significado geotectónico, las unidades neo-orogénicas, compuestas por morfoestructuras encontradas en zonas de sutura continental.

Bajo estas categorías tipológicas de transición marginal quedaron contempladas las zonas de articulación interplacas Cocos-América del Norte, manifestada por la Sierra Madre del Sur, que tiene gran influencia en la zona de estudio del presente trabajo. Es así, que para el área de estudio de las montañas de Atenango del Río-Huachinantla, la investigación se guía tomando los principios y niveles básicos de clasificación morfoestructural, partiendo de la escuela rusa Guerasimov, 1986 (en Hernández *et al.*, 1994; 1996) y enriquecida por la escuela geomorfológica cubana (Hernández *et al.*, 1995) y mexicana (Hernández *et al.*, 1994, 1996, 2001, 2005, 2007; Zamorano *et al.*, 2000).

Los principios teóricos y niveles jerárquicos, a partir de una clasificación tipológica, propuestos en este trabajo son (Tabla 2): a) Geotectura (elementos de carácter planetario continental, oceánico y de transición marginal e intracontinental), en donde el nivel principal lo ocupa la geotectura de transición marginal; b) Basamento geológico, también llamado piso estructural o morfoestructura (expresión regional o local de la estructura geológica en el relieve), c) Unidad geomorfológica, también llamada morfoescultura (manifestación exógena en el relieve) y d) Estilos morfotectónicos tridimensionales de interrelaciones entre bloques (Fig. 1).



- A- Sistema isométrico de bóveda-bloque;
- B- Sistema escalonado asimétrico de bloques basculados;
- C- Sistema alterno asimétrico de bloques graben-horst;
- D- Sistema isométrico de bloques escalonados;
- E- Sistema lineal de horst en bóveda, basculado;
- F- Sistema basculado de bloques escalonados;
- G- Sistema alterno asimétrico de bloques horst-graben, con escalonamiento asimétrico transicional-transversal;
- H- Sistema escalonado irregular de bloques basculados;
- I- Sistema lineal de bloques;
- J- Sistema lineal de horst en bóveda;
- K- Sistema irregular de bloques;
- L- Sistema isométrico monolítico;
- M – Sistema irregular de horst escalonados;
- N- Sistema lineal de horst escalonados;
- Ñ- Sistema lineal de horst escalonados, basculados y rotados por el rumbo;
- O- Sistema isométrico de bloques irregulares;
- P- Sistema alterno de bloques de horst y graben con intensa fracturación interna;
- Q- Sistema alterno de horst simétricos y graben asimétricos.

Figura 1. Estilos geotectónicos de relaciones tridimensionales interbloques (Hernández Santana *et al.*, 1994).

| Jerarquía | Nomenclatura de la tipología morfoestructural  |
|-----------|--|
| I         | <b>Geotectura.</b> Es la unidad geomorfológica de mayores dimensiones (elementos de carácter planetario continental, oceánico y de transición marginal e intracontinental).  |
| II        | Basamento geológico ( <b>Morfoestructura</b> ). Las estructuras resultantes están bien diferenciadas y expresadas en el relieve. Pueden ser morfoestructuras creadas en el basamento de complejos plegados e intrusivos, o también pueden ser morfoestructuras elaboradas en coberturas platafórmicas. En el contexto del piso estructural en coberturas platafórmicas, se destacan subunidades morfotectónicas, sobre la base de su edad y nivel de deformación de sus secuencias sedimentarias (deformación fuerte, deformación suave y muy poco deformada). |
| III       | <b>Morfoescultura.</b> Se refiere a los procesos y condiciones fundamentales de las relaciones espaciales entre la morfoestructura activa (tectónica) y pasiva (litológica), expresadas en los niveles de clasificación. Modelamiento de forma selectiva y bajo el control litológico, por los procesos denudativos, determinando la configuración y la expresión morfoescultural.   |
| IV        | Estilos morfotectónicos tridimensionales de interrelaciones entre bloques. Diseños o modelos bidimensionales y tridimensionales de unidades estructuro-geológicas, generados a partir de las características morfogenéticas del relieve (Fig. 1).  |

Tabla 2. Principios y niveles jerárquicos de la clasificación de las morfoestructuras para el caso de las montañas Atenango del Río-Huachinantla.

### 1.3 Categorías básicas del análisis morfoestructural.

Se conoce que nuestro planeta presenta grandes contrastes en su disposición y forma, por lo que desde el punto de vista geomorfológico, encontramos grandes escalones morfoestructurales, que están determinados por la diferencia en intensidades de procesos tectónicos antiguos y actuales, que han modelado la superficie terrestre y que reflejan el espectro de las categorías y subcategorías básicas, en que se puede dividir el relieve. En la zona de estudio (Fig. 2) las grandes escalones están representados por una diferencia altitudinal de 1000 m aproximadamente, y entre este rango se encuentran clasificadas las máximas elevaciones denominadas Montañas bajas, seguidas por Montañas pequeñas, Premontañas, Lomeríos grandes, Llanuras altas y Llanuras bajas, las cuales se analizarán más adelante.

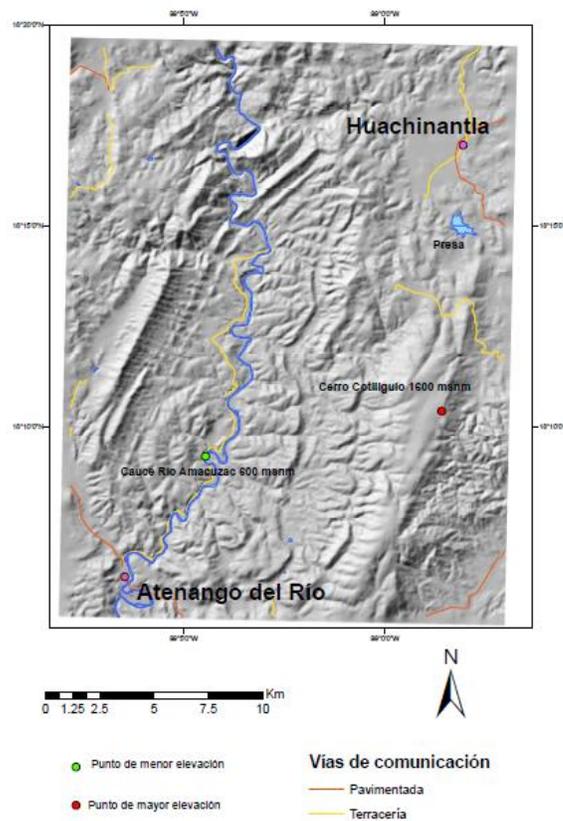


Figura 2. Esquema de Atenango del Río-Huachinantla con las principales vías de comunicación y puntos de mayor y menor elevación.

Las elevaciones mayores del área casi alcanzan los 1 600 msnm y las menores los 600 msnm, que dejan entrever la evolución y dinámica del área, deformada por procesos endógenos durante el Cretácico inferior y el Neógeno principalmente y modelada por los procesos exógenos. Para la determinación y/o categorización de los pisos altitudinales correspondientes del relieve actual en las elevaciones de Atenango del Río-Huachinantla, fueron analizadas y comparadas con otras estructuras de carácter mundial, (Tabla 3).

| Categorías y subcategorías del relieve | Niveles espaciales (según criterios seleccionados*) |   |
|--|---|---|
|  | Mundial   | Zona Atenango del Río-Huachinantla, México          |
| Montañas muy altas                     | H > 5 000 m (acotada en 8 850 m, Pico Everest)      | -----   |
| Montañas altas                         | 2 500 < H < 5 000 m                                 | -----   |
| Montañas medias                        | 1 300 < H < 2 500 m                                 | -----   |
| Montañas bajas                         | 800 < H < 1 300 m                                   | 1400 < H ≤ 1 600 m                                  |
| Montañas pequeñas                      | -----   | 1 100 < H ≤ 1 400 m                                 |
| Premontañas                            | 600 < H < 800 m                                     | 900 < H < 1 100 m                                   |
| Elevaciones menores o lomeríos         | 650 m < H   | Grandes (900 m < H)                                 |
| Llanuras                               | 0 < H < 250 m                                       | Altas (800 < H ≤ 900 m)<br>Medias (600 < H ≤ 650 m) |

Tabla 3. Rangos altitudinales de las diferentes categorías y subcategorías a nivel global (Bashenina, 1988 en Hernández 2009), y zonal del área de Atenango del Río-Huachinantla, en México (propuesta por el autor, basada en la categorización insular de Cuba por el Instituto de Geografía, Academia de Ciencias de Cuba, 1989)\*.

Para establecer un análisis lo más completo posible, las categorías y subcategorías establecidas en este trabajo, no sólo están definidas por su piso altitudinal sino, además, por relaciones morfológicas y morfométricas (como la inclinación del terreno, orientación de laderas, energía del relieve y morfoalineamientos). Esta categorización se encuentra estrechamente relacionada con la amplitud e intensidad de los movimientos tectónicos de carácter regional en el área de estudio.

#### **1.4 Metodología de las investigaciones estructuro-geomorfológicas.**

La metodología utilizada en las investigaciones estructuro-geomorfológicas tiene como objetivo fundamental y claro, establecer los elementos tectónico-estructurales del relieve, para poder realizar una caracterización y estudios, a detalle, más completos y utilizables en investigaciones posteriores y de diferentes ámbitos. Los métodos que se aplicaron en este trabajo tienen una clara relación con las bases teóricas de la Geomorfología en el trabajo de gabinete y de campo.

La metodología consistió de manera específica en dos puntos principales, el primero de ellos se refiere a la información bibliográfica requerida para entender el contexto del análisis morfoestructural. La búsqueda y análisis del material bibliográfico (libros, artículos, imágenes de satélite y cartografía temática), fue la actividad principal de este primer punto. El resultado fue un marco de referencia que permitió el entendimiento de la evolución tectónica en el contexto regional que involucra el área de estudio y su arreglo espacial actual. Todo el material involucrado en este primer paso se enlista en la bibliografía.

El segundo consta de la elaboración de una cartografía que integra la información de gabinete con el trabajo de campo, mediante un análisis de la información obtenida a partir de los Sistemas de información Geográfica (SIG).

Los diferentes procesos que se explican a continuación, se realizaron en gabinete y las fuentes de información principal fueron imágenes de satélite con el uso del programa Google Earth y el modelo digital de Terreno del área de Atenango de Río-Huachinantla obtenido mediante el uso del SIG ArcGis 9.3 con las 4 cartas topográficas (Inegi, 2005) a escala 1:50,000 (Huehuetlán E14B71, Temalac E14B81, Tilzapotla E14A79, Atenango del Río E14A89, formato vectorial). A partir de estos documentos, se obtuvieron las bases de cada una de las variables morfométricas. Posteriormente se realizó un conjunto cartográfico (mapa altimétrico, inclinación del

terreno, orientación de laderas, y energía del relieve). Los datos obtenidos de los mapas y su relación con la información obtenida en campo permitieron interpretar de manera más clara los principales rasgos morfoestructurales del relieve. Los métodos que se usaron para obtener la cartografía presentada en este estudio son los siguientes:

#### 1.- Análisis de imágenes de satélite.

Permitió una primera caracterización morfológica del relieve, de sus formas y complejos geomorfológicos; permitió interpretar de manera preliminar las dependencias del relieve con la estructura geológica, la determinación de las zonas de ascensos y descensos de la corteza terrestre, reflejados en el relieve; permitió diferenciar los sistemas disyuntivos de diferente orientación, las combinaciones de bloques morfoestructurales de distinto rango y destacar los elementos morfoestructurales de diversa génesis.

#### 2.- Mapa Altimétrico.

A través del modelo digital del terreno en formato raster (20 m por pixel), es posible la elaboración de este mapa. Para su obtención fueron necesarios los datos topográficos en formato digital (vectorial) de cuatro cartas topográficas (INEGI, 2005), Huehuetlán E14B71, Temalac E14B81, Tilzapotla E14A79 y Atenango del Río E14A89, y su trabajo en ArcGis v.9.3.

El mapa altimétrico permitió obtener una caracterización cuantitativa del relieve mediante valores altitudinales clasificados a partir de 10 rangos tomando en cuenta la diferencia de alturas dentro del área de estudio. El desarrollo de este mapa puede verse en el capítulo 3 y el resultado en la Fig. 25.

### 3.- Mapa de inclinación del terreno

La elaboración de este mapa se basa en convertir la distancia entre curvas de nivel en el terreno de estudio en valores de pendiente, ya sea en porcentaje o en grados, mediante la fórmula:

$$m = \text{tang}^{-1} (DV/DH)$$

Dónde:

m = pendiente

DV = distancia vertical

DH = distancia horizontal

Para su elaboración se utilizó el SIG ArcGis, v. 9.3 con la herramienta slope de Geoprocessing, este análisis permitió manejar distintas variables hasta obtener un mapa correcto respecto a las características morfológicas observadas en campo y concordantes con la investigación bibliográfica (ver Cap.3 Fig. 27).

### 4.- Mapa de orientación de laderas

A partir del modelo digital de elevación y del mapa de pendientes se presenta la orientación de la inclinación del terreno respecto a un punto cardinal, en este caso el norte geográfico, con el objetivo de identificar la dirección de algunos elementos estructurales, como el rumbo de fallas existentes.

Para su elaboración se utilizó el SIG ArcGis, v.9.3 con la herramienta aspect de Geoprocessing, el cual permitió establecer los 8 rangos (de 0° a 360°), permitiendo apreciar de manera más clara en el mapa los principales lineamientos existentes reflejando la dirección predominante hacia el noreste de 3 estructuras principales (ver Cap.3 Fig. 33).

## 5.- Mapa de Energía del relieve

El objetivo de este mapa es mostrar el potencial erosivo al que está sujeto el relieve. Su elaboración consiste en obtener la diferencia entre la altitud máxima y mínima del relieve en 1 km<sup>2</sup>. Los valores altos representan zonas altamente susceptibles a modificaciones por fuerzas exógenas, mientras que los valores bajos, representarían zonas con aparente estabilidad. De esta manera quedo representado un mapa en donde el arreglo espacial de los datos agrupados en 6 rangos tiene una relación clara con las regiones morfológicas (ver Cap. 3 Fig. 35).

A partir de estos métodos morfométricos y de su análisis integral, se logro precisar límites, rasgos y dimensiones de la morfología del área de estudio, así como interpretar sus tendencias de desarrollo morfoestructural y morfogenético.

## Capítulo 2. Características geólogo-tectónicas y geofísicas generales.

### 2.1 Área de estudio.

El análisis estructuro-geomorfológico se realizó en el centro-sur de la República Mexicana, comprende la parte central de los límites del Cinturón Volcánico Transmexicano y La Sierra Madre del Sur, el área de estudio en particular se encuentra localizada al sur de la ciudad de México en los límites estatales de Morelos, Guerrero y Puebla entre los  $99^{\circ} 07'$  y  $98^{\circ} 57'$ , de longitud oeste, y los  $18^{\circ} 19'$  y  $18^{\circ} 05'$ , de latitud norte y abarca una superficie aproximada de 500 km<sup>2</sup>. Está representada en las cartas topográficas Huehuetlán E14B71, Temalac E14B81, Tilzapotla E14A79, Atenango del Río E14A89, todas a escala 1:50 000 (INEGI 2005). (Fig. 3).

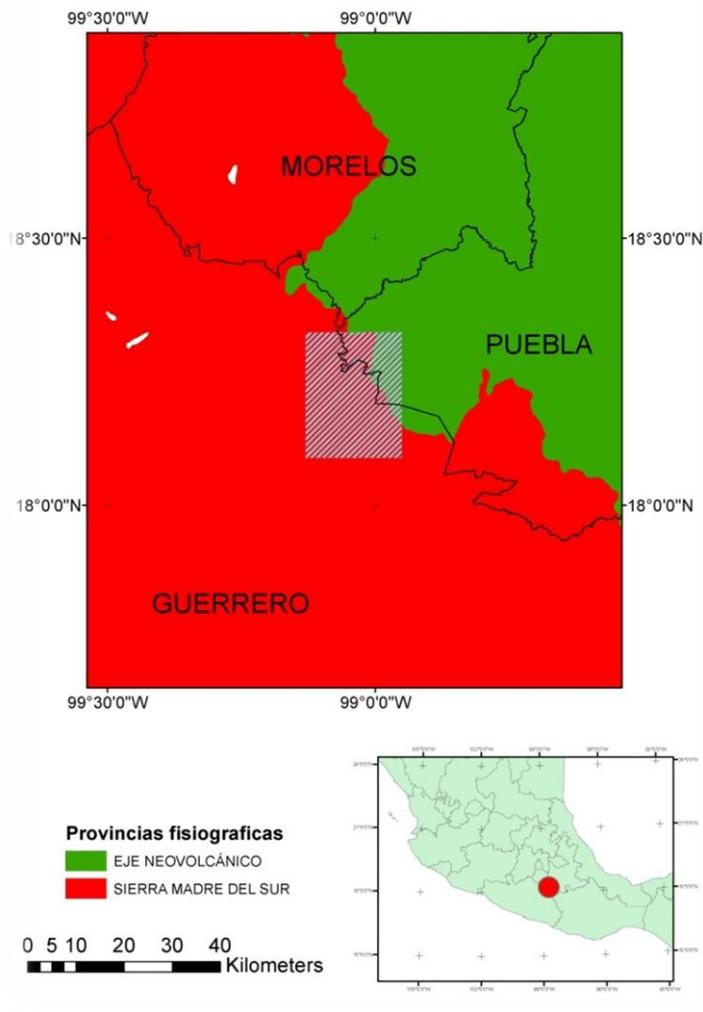


Figura 3. Localización del área de estudio.

### 2.1.2 Características físico-geográficas

La zona de Atenango del Río-Huachinantla (Fig. 4) es parte del límite entre las Provincias Fisiográficas Sierra Madre del sur, considerada como la más compleja y menos conocida del país; y el Cinturón Volcánico Transmexicano caracterizado por ser un complejo de rocas volcánicas de todos tipos, acumuladas en innumerables y sucesivas etapas, desde mediados del Terciario (unos 35 millones de años atrás) hasta el presente.

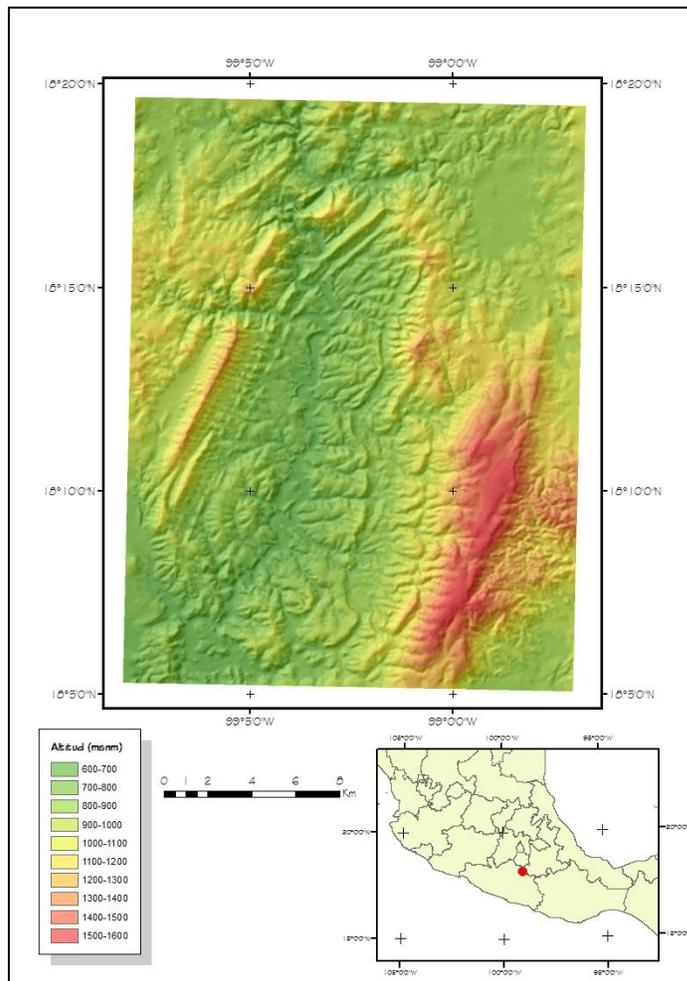


Figura 4. Esquema general de la zona Atenango del Río-Huachinantla (INEGI, 2005).

La Sierra Madre del Sur que ocupa aproximadamente el 80% del área de estudio, está compuesta por la conjugación de diferentes dominios tectónicos acrecionados en diversas etapas a lo largo de la sutura subductiva interplacas Cocos-Norteamericana. El relieve

que compone la Sierra Madre del Sur, atestigua su compleja historia geológica que inicia en el precámbrico (Maldonado-Koerdell, 1970 en Hernández Santana *et al.*, (1994) hasta el presente. Esta unidad orográfica se extiende desde Jalisco y Colima, al norte, hasta Chiapas, al sur, atravesando las regiones de Michoacán, Guerrero (área de estudio), Oaxaca y parte del Estado de México. (Hernández Santana *et al.*, 1994)

El Cinturón Volcánico Transmexicano es el termino dado al arco volcánico que atraviesa el centro de México desde el Golfo de California hasta el Golfo de México aproximadamente entre las latitudes 18°30'N y 21°30'N. Representa el 20% del área de estudio en la zona norte, se encuentra construido sobre la parte sur de la Placa Norteamericana, la cual es subducida por la parte occidental de la Placa de Cocos y por la microplaca de Rivera y presenta algunas peculiaridades respecto a otros arcos volcánicos, como el de Centroamérica: su parte central y oriental no son paralelas a la Trinchera Mesoamericana y sus principales estratovolcanes están alineados (N-S) con respecto a la orientación del arco (Ferrari, 2011).

### **2.1.3 Clima e Hidrografía**

El clima de una región se encuentra representado por el conjunto de fenómenos meteorológicos con presencia constante en lapsos determinados influyendo en diferentes formas el cambio en superficie del relieve. Sin embargo, factores como la posición geográfica, altitud y topografía influyen también en el modelado del terreno.

De manera general, en el área de estudio (Fig. 5) se presenta el tipo de clima cálido subhúmedo, con lluvias en verano -Aw0 (w), según la clasificación de Köppen, modificada por Enriqueta García, en relación con la carta de climas (Instituto de Geografía, 2007). La precipitación media anual (INEGI, 2005) va de los 800 a 1000 mm anuales. El clima de la región ha permitido que dentro del área de estudio aunado con otros factores como el relieve y la Geología se encuentre desarrollada parte de la subcuenca del Río Amacuzac, que a su vez, es parte de la región hidrológica número

18 Cuenca del Río Balsas, uno de los más importantes sistemas de hidrográficos de México (Fig. 6)

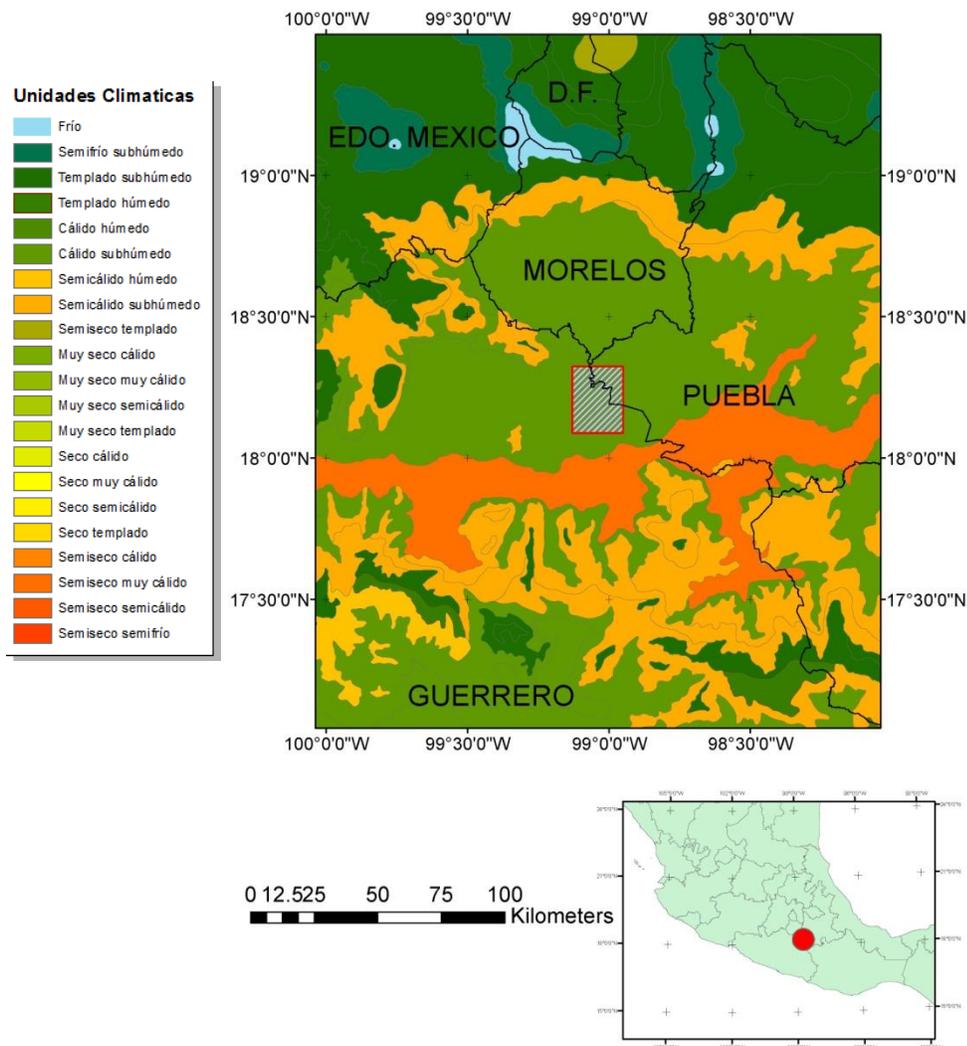


Figura 5. Climas (INEGI, 2005).

El clima de una región y todas las variables que lo determinan, tienen suma importancia en el modelado del relieve, pues transforman la roca en superficie que, aunado a un agente dinámico como el agua contribuyen al cambio constante de la superficie terrestre.

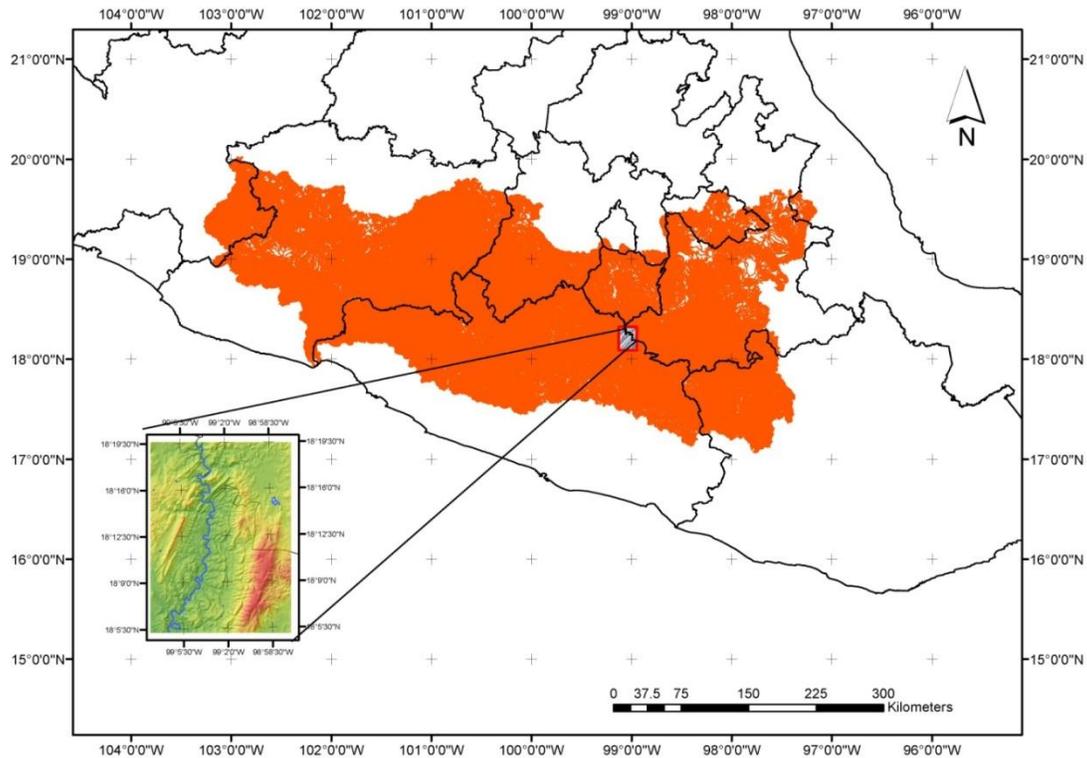


Figura 6. Rio Amacuzac (parte del área de estudio) forma parte de la cuenca del río Balsas, delimitada por INEGI (2005).

## 2.2 Marco estructuro-tectónico regional.

Para entender la evolución del relieve en la porción centro-sur de México, dentro del área de estudio, es necesario conocer su dinámica desde una escala regional y su historia geológica.

Al sur del Cinturón Volcánico Transmexicano (CTVM), se presenta un arreglo heterogéneo de litologías y bloques corticales. Estos bloques, han sido resultado de la evolución geológica y geomorfológica, principalmente por dos eventos tectónicos, el primero de ellos fue una deformación progresiva por acortamiento, dirigido hacia el este-noreste, que provocó el plegamiento y cabalgamiento de las secuencias de la

cobertura mesozoica (Cerca Martínez, 2004), imbricándolas y comprimiéndolas hacia la parte continental.

Este primer evento ha sido relacionado por su estilo y edad con la Orogenia Laramide del suroeste de la Cordillera Norteamericana y, por otro lado, a diferencia de la zona localizada al norte del CTVM, donde la deformación pos-laramídica se caracteriza esencialmente por extensión, esta deformación se ve reflejada en la zona de Atenango del Río-Huachinantla por el fallamiento y Cabalgamiento con vergencia E-NE, principalmente en tres estructuras principales (Cerro La Víbora, Cerro Cuatelihui y el Cerro Cotiliguio). (Fig. 7).

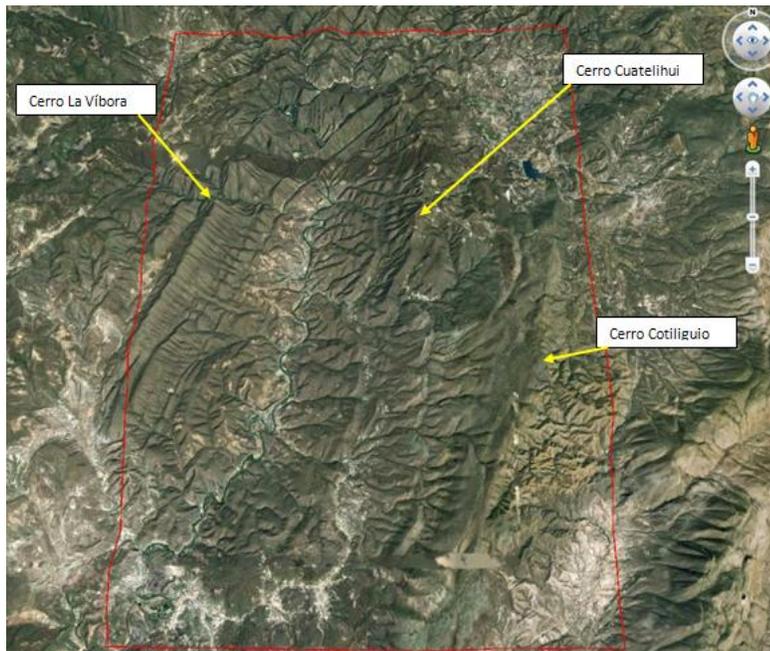


Figura 7. Esquema que muestra las tres principales estructuras en la zona Atenango del Río-Huachinantla. En rojo marcado el límite del área de estudio.

En el sur, el segundo evento de deformación está caracterizado principalmente por fallas con desplazamiento lateral. La hipótesis más aceptada en la actualidad, y en la que la mayoría de los trabajos concuerda, sugiere que el régimen de deformación lateral-izquierda, que se observa en la mayor parte del sur de México, podría estar

asociado con el movimiento del Bloque de Chortís (Fig. 8), desde su supuesta posición original en el sur de la Placa Norteamericana hacia su ubicación actual en Centroamérica.

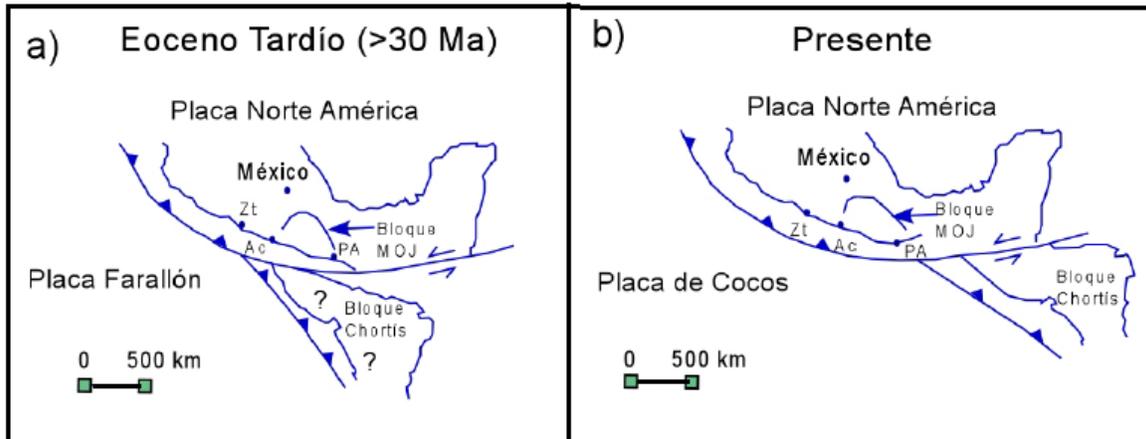


Figura 8. Esquema que muestra la posición relativa del bloque Chortís con respecto a Norteamérica en: a) posición hipotética en el Eoceno Inferior y, b) en el presente. Note la posición del bloque MOJ en el sur de México. Tomado de Moran-Zenteno *et al.* (1996).

De acuerdo con esta hipótesis, el Bloque de Chortís era parte integral de la Placa Norteamericana durante el Cretácico y la continuidad litológica y estructural, observada por algunos autores, en las rocas del Cretácico Inferior entre México y Centroamérica, ha sido utilizada como evidencia para apoyar esta hipótesis (Mills, 1998; Rogers *et al.*, 2003).

Sin embargo, el inicio de la transferencia del bloque Chortís de la Placa de Norteamérica hacia la Placa Caribe, y la evolución en términos de estilo y extensión espacial de la deformación asociada con este movimiento, es un tema que no se ha explicado en su totalidad hasta la fecha; recientemente se ha cuestionado la pertenencia original del Bloque Chortís a la parte sur de México. El argumento principal de esta teoría, presentada por Keppie y Morán-Zenteno *et al.* (2003) y

Morán-Zenteno (2005), es la incompatibilidad entre el desplazamiento del bloque Chortís y el polo de rotación calculado para la Placa del Caribe desde el Eoceno.

En la zona de Atenango del Rio-Huachinantla se interpretaron rasgos lineales concordantes con el régimen de deformación lateral-izquierdo, predominante en el sur de México, asociado al movimiento del Bloque de Chortís.

Los bloques generados a partir de los dos eventos tectónicos, antes mencionados en la zona sur de México ya han sido clasificados por sus diferencias en cuanto a su historia geológica, usando el análisis de terrenos tectonoestratigráficos por diversos autores (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie 2004, Centeno-García *et al.*, 2008).

La división de cada bloque es caracterizada por la homogeneidad lito-tectónica dentro de sus límites. Esta división ha permitido manejar un lenguaje adecuado para designar amplias zonas con características geológicas particulares.

En general, esta división ha permitido avanzar en cuestiones que no podían haberse resuelto anteriormente, como por ejemplo, la explicación de la riqueza mineral a lo largo de la zona sur del país. Sin embargo, existe una gran discusión en cuanto a esta división de terrenos, en cuanto al número y nomenclatura de las divisiones, su extensión e incluso su existencia (Fig. 9). Aun así, una discusión más amplia sobre los terrenos del basamento del sur de México queda fuera de los objetivos de este trabajo.

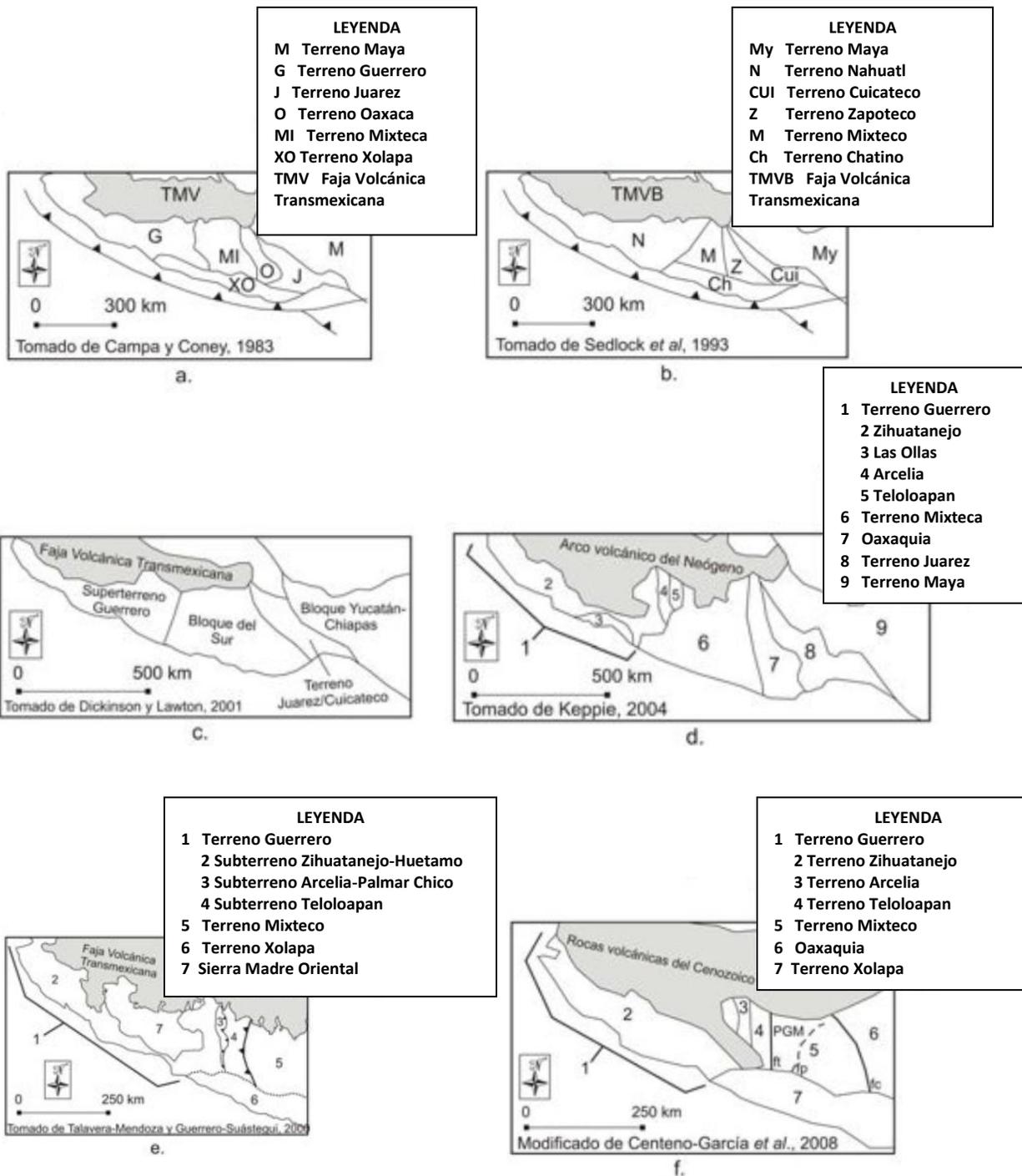


Figura 9. Mapas esquemáticos de distribución de los terrenos en el sur de México, propuestos por Campa y Coney, 1983; Sedlock, 1993; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie, 2004; Talavera-Mendoza y Guerrero Suástegui, 2000; Centeno García *et al.*, 2008). En la figura f PGM: Plataforma Guerrero-Morelos, ft: falla de Teloloapan, fp: falla de Papalutla y fc: falla de Chacalapa.

En los siguientes párrafos, se transmiten algunas generalidades de estos terrenos para manejar una idea clara de las características geológico-estructurales de la porción sur de México y entender, de manera particular, la evolución y dinámica de la zona de Atenango del Río-Huachinantla, para ello se utilizará la nomenclatura propuesta por Campa y Coney (1983) y en particular de la subdivisión propuesta por Centeno García *et al.* (2008) donde se reconoce la Plataforma Guerrero - Morelos, que es la estructura principal donde se localiza el área de estudio.

Es importante mencionar, que el principal desacuerdo entre los trabajos se encuentra entre la ubicación de las subdivisiones del Terreno Guerrero y el límite poniente del Terreno Mixteco, justo donde se encuentra localizada el área de estudio, dentro de los límites de la estructura llamada Plataforma Guerrero-Morelos.

Los terrenos permiten identificar áreas con características geológicas específicas y aunque las divisiones o fronteras no sean tan evidentes, queda claro un esquema general de las estructuras geológicas en el sur del país mexicano. Para fines puramente descriptivos, se adopta la subdivisión presentada recientemente por Centeno-García *et al.* (2008) (Fig. 9 f), la cual representa en parte una versión mejorada de las subdivisiones de Campa y Coney (1983) y Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000). Con base en esta subdivisión, las rocas del sur de México, comprendidas entre la falla de Oaxaca y la costa pacífica, se agrupan, de este a oeste, en:

- a) el microcontinente Oaxaquia,
- b) el Terreno Mixteco,
- c) el Terreno Xolapa,
- d) el Terreno Guerrero, compuesto de este a oeste por los Terrenos Teloloapan, Arcelia y Zihuatanejo.

## Oaxaquia

El microcontinente Oaxaquia aflora en la parte oriental de la Sierra Madre del Sur, entre las fallas de Oaxaca y Caltepec, que representan sus límites superficiales oriental y occidental respectivamente. Está compuesto por rocas de la corteza continental media e inferior, metamorfoseadas en facies granulítica (Keppie *et al.*, 2003), agrupadas por Ortega-Gutiérrez (1981) en el Complejo Oaxaca. En el sur de México, el Complejo Oaxaca está cubierto en discordancia por rocas sedimentarias y volcánicas, tanto marinas como continentales, para las cuales se han reportado edades comprendidas entre el Cámbrico y el Cenozoico (Pantoja-Alor, 1970; Martiny *et al.*, 2000). El límite poniente corresponde al contacto entre el basamento deformado y metamórfico (Complejo Acatlán) del Terreno Mixteco y las secuencias de carbonatos de la PGM en donde se encuentra el área de estudio (Fig. 10).

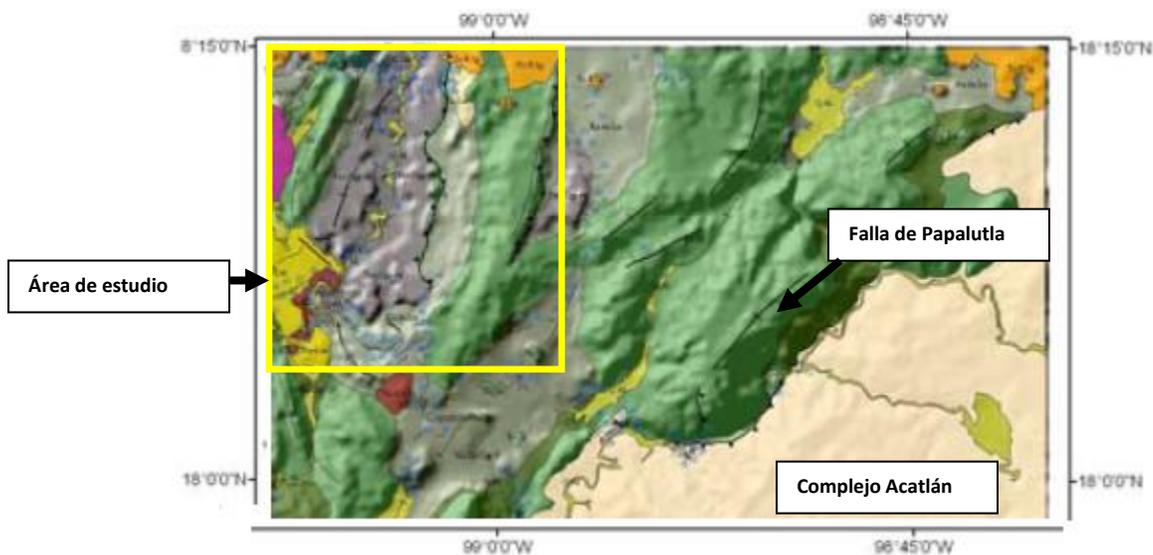


Figura 10. Esquema sobre Modelo digital de elevación del límite Nororiental de la Plataforma Guerrero Morelos.

Ortega-Gutierrez *et al.*, (1995) y Dickinson y Lawton, (2001) concuerdan en considerar Oaxaquia, como la parte cratónica de México, a partir del Triásico Tardío-Jurásico Medio. Por otro lado, la evolución paleogeográfica de Oaxaquia durante el Paleozoico y el Proterozoico es actualmente controvertida, aunque las faunas fósiles encontradas

en las rocas sedimentarias del Paleozoico inferior muestran una clara afinidad con Gondwana (Robison y Pantoja-Alor, 1968).

### El Terreno Mixteco

Localizado en la parte central de la Sierra Madre del Sur, entre las fallas de Teloloapan y Caltepec, las cuales son reconocidas como los límites occidental y oriental respectivamente (Ortega-Gutiérrez, 1981), se conforma por un conjunto de rocas metamórficas polideformadas, representado principalmente por migmatitas, metasedimentos, metagranitoides y napas de ofiolita eclogitizada (Ortega-Gutiérrez, 1981; Yañez *et al.*, 1991; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999), agrupadas por Ortega-Gutiérrez (1981) en el complejo Acatlán. Este complejo siendo el principal límite oriental del área de estudio, se refiere a una secuencia metamórfica del Paleozoico y su cobertura compuesta por una secuencia clástica con un ligero metamorfismo, consiste de más de 3000 m de esquisto, filita, eclogita, migmatita y anfibolita y definido como una agrupación de unidades lito-tectónicas, producto de la apertura y del cierre de una cuenca oceánica (Ortega-Gutiérrez, 1978) y agrupa todas las rocas ígneas y metamórficas de edad Paleozoica comprendidas dentro de este terreno (Webber *et al.*, 1997).

En las rocas de este complejo han sido reconocidos dos eventos orogénicos mayores, relacionados con una interacción compleja entre Laurentia y Gondwana, tanto anteriormente como durante la consolidación del supercontinente Pangea (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999).

Con base en el estudio de la deformación de la falla de Caltepec, Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (2002) han propuesto que las rocas del Terreno Mixteco se suturaron a lo largo de la margen continental de Oaxaquia, a partir del Pérmico temprano. A partir del Cretácico inferior, la región comprendida entre las fallas de Papalutla y Teloloapan, designada en la literatura como Plataforma Guerrero-Morelos

(PGM) (Fries, 1960), estuvo caracterizada por el desarrollo de sucesiones tanto continentales (Formación Zicapa, de Cserna *et al.*, 1980; Salinas-Prieto, 1986), como marinas (Esquisto de Taxco y Formación Chapolapa, de Cserna, 1965; de Cserna y Fries, 1981), formadas durante un período de regresión marina, asociado con un régimen de extensión (Salinas-Prieto, 1986).

### El Terreno Xolapa

Aflora por aproximadamente 600 km a lo largo de una franja de 50-80 km de ancho, paralela a la costa pacífica del sur de México, desde Zihuatanejo a Huatulco, cortando bruscamente el patrón estructural N-S que caracteriza los otros terrenos del sur de México (Ortega-Gutiérrez, 1981; Campa y Coney, 1983). El límite entre el Terreno Xolapa y los complejos metamórficos Acatlán y Oaxaca está definido por la zona de cizalla de Tierra Colorada cerca del poblado homónimo (Morán-Zenteno, 1992), y por la cizalla de Chacalapa en la región de Puerto Escondido-Puerto Ángel (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990; Tolson, 1998). El Terreno Xolapa está conformado por rocas metamórficas de corteza continental media, y numerosos batolitos.

Las rocas del Terreno Xolapa se han interpretado, tanto como un arco continental alóctono del Jurásico-Cretácico, acrecionado a la margen pacífica de Norteamérica (Campa y Coney, 1983; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Dickinson y Lawton, 2001), como por un arco autóctono, construido directamente sobre una corteza continental afín a la de los complejos Oaxaca y Acatlán (Keppie, 2004). Este complejo representa el límite sur de la Plataforma Guerrero Morelos, y presenta patrones lineales E-W concordantes con la deformación lateral izquierda distribuida sobre la margen de la Placa Norteamericana relacionada con el movimiento del bloque de Chortís, con influencia en los morfoalineamientos de la zona de Atenango del Río-Huachinantla.

## El Terreno Guerrero

Las sucesiones volcano-sedimentarias mesozoicas que afloran al oeste de la falla de Teloloapan han sido comúnmente agrupadas dentro del Terreno Guerrero. Según Campa y Coney, (1983) este terreno se habría acrecionado o amalgamado hacia el continente al final del Cretácico o principios del terciario, producto de la orogenia Laramide. Estos autores sugieren que el limite oriental de este terreno se encuentra ubicado en el sistema de Cabalgaduras de Teloloapan con dirección N-S y formando el limite occidental de la Plataforma Guerrero Morelos. Campa y Coney, (1983), Salinas-Prieto *et al.*, (2000), Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, (2000) y Centeno-García *et al.*, 2003 están de acuerdo en considerar este terreno como un terreno compuesto, conformado por un número variable de subterrenos cuyo nombre y distribución varía según las diferentes investigaciones.

La marcada influencia de este terreno sobre la zona de Atenango del Río-Huachinantla dentro de la Plataforma Guerrero-Morelos, corresponde al primer evento de deformación de la Orogenia Laramide relacionado con la acreción del Terreno Guerrero con la margen continental Norteamericana durante el Cretácico.

## Plataforma Guerrero-Morelos

Ahora bien, entre las principales estructuras existentes en la porción centro-sur del país mexicano, de manera particular, el área de estudio se localiza dentro de la Plataforma Guerrero-Morelos en la zona Noreste. (Fig. 11).

El término Plataforma Guerrero-Morelos ha sido utilizado informalmente para designar un área caracterizada por afloramientos extensivos de calizas depositadas en un ambiente de plataforma marina de la Formación Morelos (Fries, 1960; Hernández-Romano *et al.* 1997).

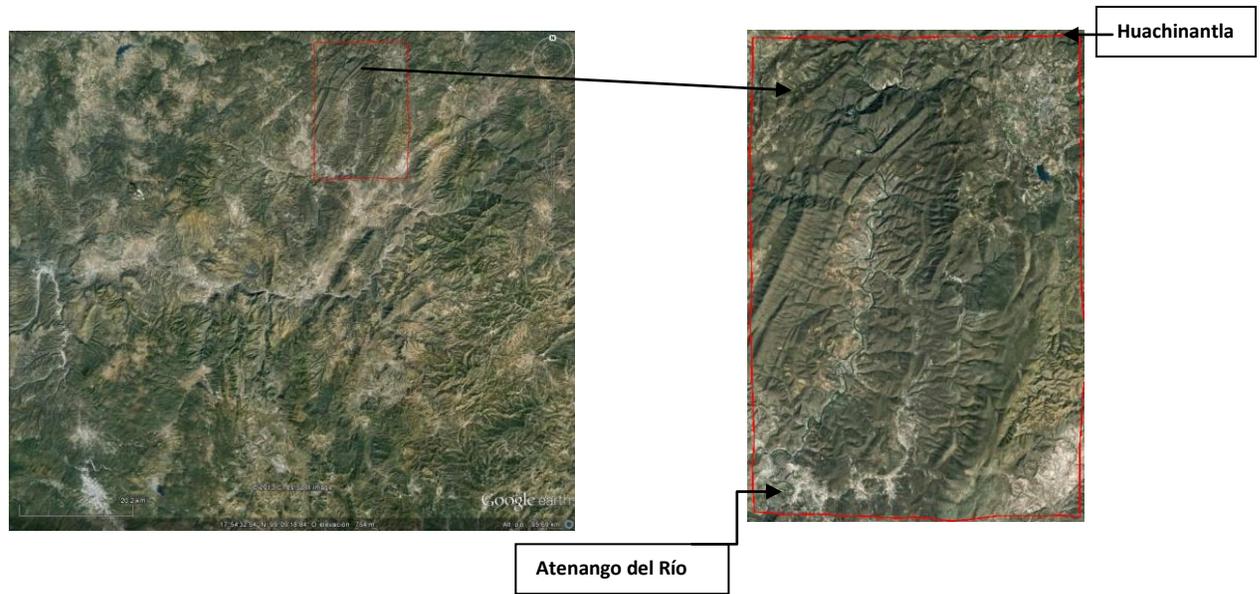


Figura 11. Modelo digital de elevación que muestra los límites de la Plataforma Guerrero-Morelos y ubicación de la zona Atenango del Río-Huachinantla.

La zona de la PGM se extiende en una banda con dirección aproximada N-S, de poco más de 170 km de largo y aproximadamente 80 km de ancho en su parte más angosta. Hacia el norte de Cuernavaca, las rocas Cretácicas de la PGM desaparecen por debajo de las rocas volcánicas del Cinturón Volcánico Transmexicano, mientras que al sur de Chilpancingo, la PGM termina abruptamente donde las calizas de la plataforma se encuentran en contacto tectónico con rocas de la corteza media (Terreno Xolapa).

Como se observa en la actualidad, los flancos laterales de la Plataforma Guerrero Morelos son cordilleras levantadas por sistemas de cabalgaduras con vergencia diferente y casi opuesta. Hacia el oeste, la cabalgadura de Teloloapan con dirección norte-sur y vergencia hacia el este-noreste, pone en contacto las rocas de la PGM con rocas volcánicas del Cretácico Inferior (Campa y Coney, 1983). El mismo arreglo de cabalgaduras con orientación norte-sur se observa también dentro del área de la PGM en su mitad poniente. Al sureste y este de la cabalgadura de Papalutla, las rocas que afloran son principalmente metamórficas del complejo Acatlán, con una cubierta de

rocas jurásicas, restos aislados de calizas del Albiano y rocas del Terciario (De Cserna *et al.*, 1980). La cabalgadura de Papalutla es una estructura con orientación general noreste-suroeste y vergencia hacia el noroeste; de esta manera, el límite oriental de la PGM se encontraría delimitado de forma general por los afloramientos del complejo Acatlán, mientras que el área de estudio Atenango del Río-Huachinantla estaría delimitada en su parte suroriental por la Cabalgadura de Papalutla.

A partir del Cretácico temprano, la región comprendida entre las fallas de Papalutla y Teloapan, designada en la literatura como Plataforma Guerrero-Morelos (Fries, 1960), estuvo caracterizada por el desarrollo de sucesiones, tanto continentales (Formación Zicapa, Salinas-Prieto, 1986), como marinas (Esquisto de Taxco y Formación Chapolapa, de Cserna y Fries, 1981), formadas durante un periodo de regresión marina, asociado con un régimen de extensión (Salinas-Prieto, 1986). En estas rocas, se encuentran interestratificados espesos derrames de lava andesítico-riolítica (de Cserna y Fries, 1981; Fítz *et al.*, 2002), para los cuales se han reportado edades entre 133 y 127 Ma (Fítz *et al.*, 2002; Hernández-Treviño *et al.*, 2004) (Fig. 12). Una potente sucesión de calizas arrecifales y de plataforma del Albiano-Cenomaniano (Formación Morelos) yace en contacto transicional arriba de las rocas de la Formación Zicapa (de Cserna *et al.*, 1980; Cerca- Martínez, 2004).

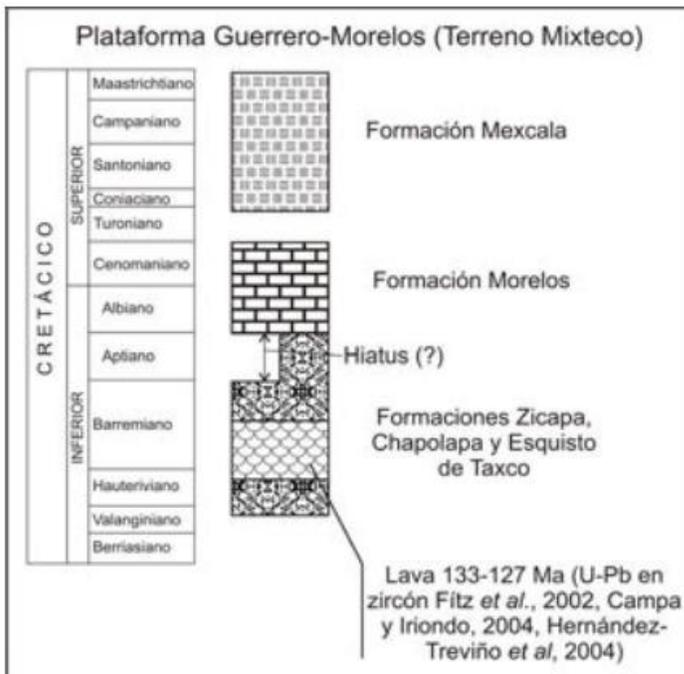


Figura 12. Columna estratigráfica esquemática de la sucesión cretácica de la Plataforma Guerrero-Morelos (Terreno Mixteco), de Centeno-García *et al.*, (2008).

Las edades reportadas en la literatura indican que la sedimentación de la Formación Mexcala ocurrió, desde el Turoniano-Coniaciano en la parte central de la PGM, hasta el Maastichtiano en su parte oriental (Perrilliat *et al.*, 2000). Las rocas de esta formación han sido interpretadas como depósitos de anfosa, relacionados con el progresivo levantamiento producido durante la Orogenia Laramide (Fries, 1960; Hernández-Romano, 1999; Cabral-Cano *et al.*, 2000b).

El análisis de las variaciones laterales de las facies sedimentarias cretácicas de la PGM indican el progresivo aumento de la profundidad del ambiente de sedimentación hacia el oeste (de Cserna *et al.*, 1980; Salinas-Prieto, 1986; Hernández-Romano *et al.*, 1997). En la zona de Atenango del Río-Huachinantla, las calizas de plataforma subyacen bajo una sucesión de arenisca, lutita y limolita calcárea interestratificadas, designada como Formación Mexcala (Fries, 1960).

El área de estudio se encuentra en la parte norte de la Plataforma Guerrero Morelos, donde es identificable parte de la falla de Papalutla y otras estructuras menores. Hasta ahora, de manera general, se han descrito las principales características geológicas regionales de la porción centro-sur de México.

### **2.3 Peculiaridades lito-estratigráficas de los complejos geológicos.**

Según el orden cronológico, los complejos geológicos que componen la denominada Plataforma Guerrero-Morelos (Fig. 13) y que se involucran en la consolidación del basamento geológico de Atenango del Río-Huachinantla son los siguientes:

- a) Complejo Acatlán,
- b) Esquisto de Taxco,
- c) Formación Chapolapa,
- d) Formación Zicapa,

- e) Formación Morelos,
- f) Formación Mexcala,
- g) Unidades del Maastrichtiano y Terciario Inferior,
- h) Depósitos continentales de origen fluvio-lacustre de edades diversas desde el Oligoceno.

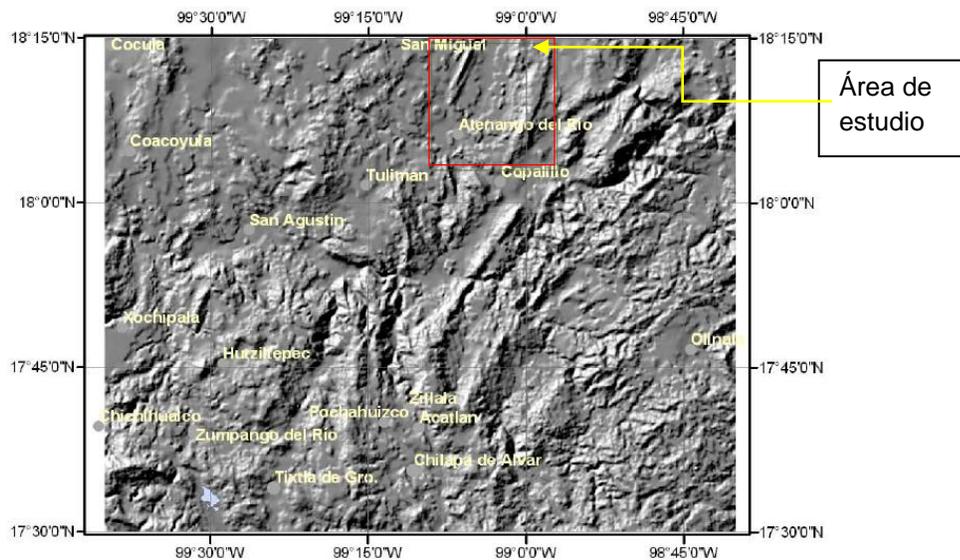


Figura 13. Mapa de elevación digital donde se muestran los límites de la Plataforma Guerrero-Morelos y la Ubicación de la zona de estudio. Es posible apreciar parte de la Falla de Papalutla, al Sureste.

### Complejo Acatlán

El Complejo Acatlán es un ensamble de rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias paleozoicas que ha sido deformado y metamorfoseado con distintas intensidades. Muchas unidades de este complejo han sido fechadas ampliamente y registran una

historia compleja de magmatismo, sedimentación y deformación ocurrida desde el Ordovícico hasta principios del Pérmico. Con base en sus características geoquímicas y litológicas, se ha interpretado que las rocas que conforman a este complejo, se formaron en ambientes de trinchera-frente de arco (Grupo Petlalcingo), litósfera oceánica (Grupo Piaxtla) y arco volcánico (Formación Tecomate) (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Ramírez-Espinosa, 1991; Meza-Figueroa *et al.*, 2003).

Todas las rocas del Complejo Acatlán se encuentran intensamente deformadas y afectadas por foliaciones localmente plegadas (De Cserna, 1980). El Complejo Acatlán aflora desde los límites de Guerrero con Puebla y Oaxaca hasta la región cercana de las grutas de Juxtlahuaca en Guerrero. Este complejo forma el límite suroriental del área de estudio intercalándose con las rocas sedimentarias de la cabalgadura de Papalutla.

#### Esquisto de Taxco

En la región Taxco, Guerrero, al sur-suroeste de Atenango del Río aflora una secuencia volcánico-sedimentaria metamorfizada. Se trata de una intercalación de lavas masivas de composición andesítica y riolítica (De Cserna y Fries, 1981; Talavera, 1993) con sedimentos volcanoclásticos, piroclásticos, conglomerados volcánicos y algunos niveles de cuarcita. Algunos autores (Fries, 1960; De Cserna y Fries, 1981) intentaron separar las rocas esquistosas de predominancia clástica (Esquisto Taxco) de las rocas esquistosas de predominancia volcánica (Roca Verde Taxco El Viejo). Otros trabajos (Campa y Ramírez, 1979; Talavera, 1993; Salinas-Prieto, 1994) mostraron que se trata de intercalaciones de espesores variables difíciles de separar cartográficamente. En este trabajo nos referimos al Esquisto de Taxco para indicar los afloramientos de rocas esquistosas de esta región sin hacer ninguna separación de sus elementos y algunos afloramientos pueden apreciarse en la parte central de la Plataforma Guerrero Morelos y escasamente apreciables en afloramientos en el límite sur de la zona de estudio.

## Formación Chapolapa

La Formación Chapolapa es definida como una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias metamorfoseadas. Según De Cserna (1965), esta formación está integrada por dos miembros, el superior que contiene pizarras de color morado, que muestran una transición a conglomerados de cuarzo en una matriz de color gris-morado con foliación incipiente. El miembro inferior consta de rocas volcánicas de composición heterogénea y color verdoso, además de rocas sedimentarias que consisten de conglomerados con fragmentos de arenisca y riolitas en una matriz arenoso-calcárea, interdigitados con filitas y conglomerados de fragmentos de cuarzo lechoso y foliación incipiente.

Debido a que todos los contactos de esta unidad son discordantes, pues se encuentra en una zona con deformación intensa en el límite entre el Terreno Mixteco y el Complejo Xolapa, se le han asignado edades contrastantes, desde el Triásico tardío al Jurásico medio (De Cserna 1965; Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997). Salinas-Prieto (1986) considera que esta unidad podría ser una parte metamorfoseada de la Formación Zicapa del Cretácico inferior.

## Formación Zicapa

Consiste principalmente en conglomerados, areniscas y limonitas de color rojo, formadas en un ambiente continental, con algunos lentes de caliza intercalados y con un espesor total mayor a los 1000 m (De Cserna *et al.*, 1980; Salinas-Prieto, 1986; Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG, 1998a). Esta unidad aflora principalmente en una faja de ancho variable de unos 20 km aproximadamente alrededor y sobre los afloramientos del Complejo Acatlán, además de presentarse algunos afloramientos en la porción sureste del área de estudio.

Las capas rojas consisten de estratos delgados de limolitas, areniscas y conglomerados polimícticos bien consolidados, con fragmentos abundantes de

cuarcita, filita, meta-areniscas, meta-andesita y clastos de rocas volcánicas. La estratificación gradada es un rasgo común en las areniscas y en los conglomerados. La mayor parte de la arenisca contiene limo o arcilla como cementante.

En cuanto a su edad, la literatura ha reportado 125 Ma aproximadamente de roca total en unas lavas intercaladas en los conglomerados que afloran en el Arroyo de Mezquitlán, al suroeste de Papalutla (Fitz-Díaz y Campa-Uranga 2002).

El contacto entre la Formación Zicapa y la Formación Morelos es transicional en la zona de San Juan de Las Joyas y Zicapa, aunque este contacto se encuentra deformado. De Cserna *et al.* (1980) proponen que la intercalación de capas rojas y calizas en esta zona indica que esta unidad se encuentra intercalada en su cima con la Formación Morelos.

La Formación Zicapa indica un período de regresión marina posterior al Jurásico, que ha sido interpretado como un evento de deformación extensional (Salinas-Prieto 1986). La distribución de esta unidad, que limita la geometría de las rocas metamórficas y el cambio de facies a secuencias marinas hacia el oeste, sugiere que estos conglomerados se depositaron en una costa, es decir las rocas metamórficas se encontraban sobre el nivel del mar durante este período de tiempo. Esto había sido observado por Salinas-Prieto (1986), quien propone que la paleogeografía de esta unidad es transicional entre condiciones marinas y continentales.

La geometría de los afloramientos de la Formación Zicapa marcaría de manera aproximada la línea de costa y, de esta manera, el Complejo Acatlán se encontraría aflorando sobre el nivel de la planicie costera en este período de tiempo. Además, las unidades cretácicas posteriores se adelgazan o desaparecen sobre el Complejo Acatlán. De Cserna, (1980), Campa-Uranga (2002) y Salinas-Prieto (1986)

concuerdan en que la secuencia cretácica de la Plataforma Guerrero Morelos se encuentra cubriendo a rocas similares a las del Complejo Acatlán.

La intercalación de lechos rojos continentales con las calizas marinas del Cretácico inferior indica condiciones cambiantes en el margen continental, que han sido interpretadas como una transgresión progresiva del nivel del mar sobre una planicie costera (Hernández-Romano *et al.*, 1997).

Cabe señalar, que la Formación Zicapa se encuentra en algunas zonas subyaciendo a conglomerados rojos del Maastrichtiano - Paleoceno con litología similar. Esta similitud provoca una dificultad para separar estas unidades y, por ello, algunos autores de cartografías geológicas han asignado indistintamente los lechos rojos a cualquiera de estas dos unidades en las zonas problemáticas, principalmente en la zona cercana al Complejo Acatlán.

#### Formación Morelos

La Formación Morelos fue cartografiada y definida originalmente por Fries (1960), esta unidad se encuentra ampliamente distribuida en toda el área al oeste del Complejo Acatlán y ocupa casi el 80% del área de estudio en combinación con la Formación Mexcala.

Como se mencionó anteriormente, el ambiente de plataforma continental somera, que prevaleció durante el Cretácico inferior en una amplia zona de los estados de Guerrero, Morelos, y Puebla, se ha utilizado tradicionalmente para nombrar a la extensa área en la que aflora esta unidad. La Formación Morelos consiste de calizas de plataforma y arrecifales masivas de edad Albiano-Cenomaniano (Formación Morelos).

El depósito de carbonatos de plataforma se estableció en el Albiano Tardío, durante una transgresión marina de larga duración. Las condiciones de baja y constante tasa de subsidencia necesarias para el depósito ininterrumpido de calizas de esta formación perduraron hasta el final del Cenomaniano, cuando comienza el depósito de calizas pelágicas del miembro basal de la Formación Mexcala (Hernández-Romano *et al.*, 1997). Esta situación sugiere que las condiciones tectónicas permanecieron relativamente estables durante este período en esta área del sur de México, mientras que al oeste la margen continental se encontraba caracterizada por un sistema de subducción al oriente y un arco de islas (Terreno Guerrero). Por ejemplo, durante el Albiano y Cenomaniano en la zona de Arcelia-Palmar Chico se emplazaron lavas masivas y almohadilladas, intercaladas con calizas de ambiente marino somero (Delgado-Argote *et al.*, 1992; Elias-Herrera *et al.*, 2000).

En las calizas Morelos no se han encontrado evidencias claras de volcanismo contemporáneo y esta observación ha sido utilizada para separar esta unidad de las secuencias vulcano-sedimentarias que afloran hacia el occidente. Sin embargo, en la zona de Chiautla, Puebla se ha reportado la presencia de lavas de composición básica intercaladas con la secuencia de calizas (Sabanero-Sosa *et al.*, 1996), y dentro de la secuencia de calizas se ha observado un estrato volcanoclástico distintivo (Hernández-Romano *et al.*, 1997).

En general, se observa que las facies de la Formación Morelos son más someras hacia el este (Hernández-Romano *et al.*, 1997), donde los afloramientos de calizas costeras y arrecifales dentro de la zona de Atenango del Río y Huachinantla en el sureste sobreyacen y se pierden en contacto con algunas zonas de las rocas del complejo Acatlán.

## Formación Mexcala

Esta unidad se ha definido como una secuencia de ambiente marino, compuesta principalmente de arenisca, limolita y lutita calcáreas con intercalaciones de conglomerados y estratos de caliza, con edades que varían desde el Turoniano hasta el Maastrichtiano inferior y tienen un espesor de más de 1200 m (Fries 1960; Hernández-Romano *et al.*, 1997; Lang y Frierich, 1998; Perrilliat *et al.*, 2000; Monod *et al.*, 2000).

Las rocas de esta unidad afloran entre la cabalgadura de Teloloapan, hacia el oeste, y el complejo Acatlán, hacia el oriente, aunque rocas de edad y litología similar se han descrito en la cobertura del Terreno Guerrero y en la zona de Tehuacán. Hernández-Romano (1997) dividió a esta unidad en tres miembros por su asociación de facies en las tres secciones mencionadas anteriormente: plataforma abierta, prodelta y pelágica, aunque la correlación estratigráfica entre estas facies no es tan evidente. De manera similar a lo que ocurre con la Formación Morelos, las facies de la Formación Mexcala son, en general, más someras hacia el este. También se ha reportado que la edad de la Formación Mexcala disminuye hacia el oriente, como consecuencia de condiciones de subsidencia que fueron mayores en el oeste (Hernández-Romano 1999). Posterior al establecimiento de las condiciones pelágicas hubo una disminución gradual de la cantidad de sedimentos carbonatados y un mayor aporte de sedimentos siliciclásticos.

Por otro lado, las edades reportadas de la Formación Mexcala van del Albiano Tardío en la zona de Teloloapan (Monod *et al.*, 2000) aproximadamente a 80 Km al Oeste del área de estudio, pasando por el Turoniano en la parte central de la plataforma (secciones de Barranca del Tigre, Axaxacoalco; Hernández-Romano 1997), Coniaciano en la zona de Atenango del Río (Lang y Frierich, 1998) hasta el Maastrichtiano inferior en la zona de Temalac (Perrilliat *et al.*, 2000).

En la zona de Atenango del Río y Temalac (Fig. 14), la Formación Mexcala incluye margas de color café claro, con algunos estratos de areniscas calcáreas de grano fino, de alrededor de 30 a 50 cm de espesor. La litología cambia gradualmente a arena hacia la cima de la sección. En el área de Temalac y Mitepec (parte más oriental de la PGM y cercana al área de estudio) la secuencia de la Formación Mexcala cambia progresivamente a un ambiente deltaico continental, e incluso se ha reportado la presencia de huellas de dinosaurio (Villafranca *et al.*, 1995 en Perrilliat *et al.*, 2000).

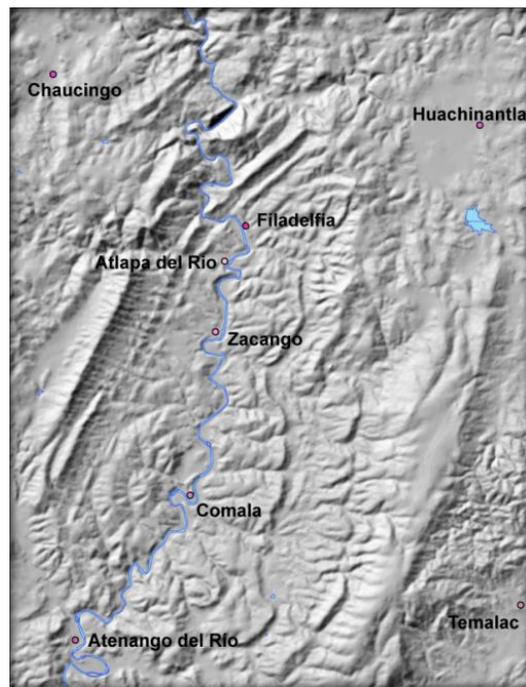


Figura 14. Modelo digital del terreno donde se aprecian las principales localidades dentro del Área de estudio.

La fauna de moluscos del Maastrichtiano Inferior en esta zona de la Formación Mexcala se reportó como la presencia más al sur de la Provincia Faunística de la Planicie Costera del Golfo, sin embargo, algunas de estas especies han sido reportadas recientemente como del Maastrichtiano de Chiapas (Perrilliat *et al.*, 2000). Las Formaciones Tetelcingo del Maastrichtiano superior- Paleoceno y Balsas del Terciario inferior sobreyacen a la Formación Mexcala. En la mayoría de los casos, este contacto es discordante. Sin embargo, en la parte más oriental del área de

estudio, entre las localidades de Temalac y Mitepec, los depósitos costeros de la Formación Mexcala cambian gradualmente a depósitos continentales.

#### Unidades del Maastrichtiano y Terciario Inferior

A partir del Maastrichtiano y durante el Terciario temprano (Paleoceno-Eoceno) predominan las rocas volcánicas y sedimentarias que se depositaron en un ambiente continental (fluvial y lacustre). La distribución de estas unidades en el área de estudio y en el contexto regional, indica que durante este período de tiempo, la deposición se restringió y se rellenaron preferentemente depresiones formadas, ya sea entre los pliegues provocados por la deformación laramídica y por la deformación transpresiva del Terciario temprano (intramontana), o por el desplazamiento de estructuras de desplazamiento lateral (predominantemente izquierdo). Fitz-Díaz (2001) menciona que estas secuencias del Terciario inferior se encuentran posteriormente cubiertas por rocas volcánicas del Oligoceno.

En el contexto del área de estudio, se considera la zona de Atenango del Río-Huachinantla como una depresión, en donde los sedimentos terciarios se encuentran depositados en depresiones entre anticlinales ocasionados por la acreción del Terreno Guerrero con la Placa Norteamericana producto de la orogenia Larámide.

Al norte de la localidad de Atlapa (al norte de Atenango) los sedimentos del Terciario inferior se encuentran cubiertos por rocas volcánicas aparentemente de edad Oligoceno (Fitz-Díaz, 2001). Entre Atenango y Huachinantla esta depresión está limitada lateralmente por elevaciones topográficas mayores a los 1000 msnm, construidas en las Formaciones Morelos y Mexcala, donde en por la parte media se encuentra el Río Amacuzac, que corre en dirección norte-sur hasta su confluencia con el Río Balsas.

## 2.4 Principales etapas de la evolución tectónica.

### 2.4.1 Orogenia Laramide

El trabajo de campo realizado en las últimas décadas ha permitido reconocer, que la mayoría de las rocas en el sur de México, se encuentran moderadamente e intensamente deformadas. La zona de Atenango del Río-Huachinantla dentro de la Plataforma Guerrero, se caracteriza por la formación de un cinturón de pliegues y cabalgaduras de bajo ángulo con una orientación dominante norte-sur (Fig. 15), el cual ha sido comúnmente asociado con la orogenia Laramide (Pantoja-Alor, 1959; Cabral-Cano *et al.*, 2000a y b; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). De acuerdo con los datos reportados en la literatura, en el suroeste de México el patrón de deformación laramídico representa el resultado de dos eventos de plegamientos mayores, caracterizados por vergencias opuestas.

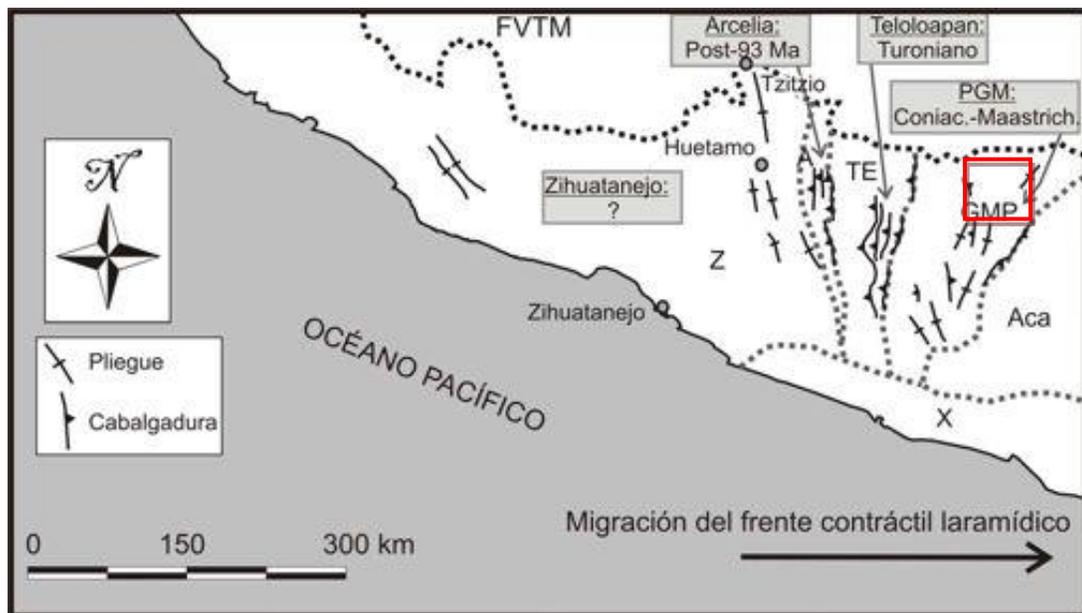


Figura 15. Mapa esquemático de las estructuras laramídicas, desarrolladas durante el Cretácico tardío entre la PGM y la costa pacífica del sur de México. En la figura se presentan las edades estimadas para el evento de acortamiento en las diferentes regiones. Aca: Complejo Acatlán; PGM: Plataforma Guerrero-Morelos; X: Terreno Xolapa; TE: Terreno Teloloapan; A: Terreno Arcelia; Z: Terreno Zihuatanejo; CVTM: Cinturón Volcánico Transmexicano, y en rojo el límite del área de estudio. Recopilada de Nieto-Samaniego *et al.*, 2006 y Cerca *et al.*, 2007

De acuerdo con Salinas-Prieto *et al.*, (2000), Elías-Herrera, (2003) y Cerca *et al.*, (2007) los principales eventos laramídicos para la región del sur de México y que han influenciado el arreglo estructural de la zona de estudio son los siguientes:

#### Primer fase de deformación Laramide

El primer evento produjo la deformación más predominante del suroeste de México, determinando el plegamiento y el cabalgamiento principal de las sucesiones mesozoicas, con un sentido de transporte dominante hacia el E y NE (Campa y Ramírez, 1979; Cerca *et al.*, 2007). Esta deformación es concordante con el arreglo de las principales estructuras de la zona de Atenango del Río-Huachinantla y la Plataforma Guerrero Morelos.

En la Plataforma Guerrero Morelos y en el Terreno Teloloapan, la edad de este evento de deformación está bien marcada por la finalización de la sedimentación calcárea, representada por las Formaciones Morelos y Amatepec, y la deposición de las turbiditas de las Formaciones Mexcala y Pachivia, consideradas como el registro de la sedimentación sintectónica relacionada con el acortamiento (Cerca, 2004).

Las edades reportadas para el inicio de la deposición de las turbiditas van desde el Maastrichtiano inferior en la parte oriental de la Plataforma Guerrero Morelos (Perrilliat *et al.*, 2000), pasando por el Santoniano en su parte central (Hernández-Romano, 1997), hasta el Turoniano en el Terreno Teloloapan (Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991; Guerrero-Suástegui, 2004), indicando la progresiva migración de la deformación hacia el oriente, como fue sugerido originalmente por de Cserna *et al.* (1980) y, posteriormente, por Nieto-Samaniego *et al.* (2006).

## Segunda fase de deformación Laramide

En la Plataforma Guerrero Morelos y en los Terrenos Teloloapan y Arcelia, ha sido documentado un segundo evento de acortamiento, el cual determinó el desarrollo de pliegues abiertos y cabalgaduras en las sucesiones mesozoicas previamente deformadas, de acuerdo con un sentido de transporte dominante hacia el poniente (Cabral-Cano *et al.*, 2000b; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Cerca *et al.*, 2007; Fitz *et al.*, 2008). La edad de esta fase de deformación ha sido pobremente constreñida en el Paleoceno- Eoceno temprano por Salinas-Prieto *et al.* (2000).

Más recientemente, Cerca *et al.* (2007) han documentado que parte de estas estructuras (por ejemplo la falla de Papalutla) se desarrollaron en el Paleoceno, durante una fase de transpresión, incompatible desde el punto de vista cinemático, con el evento laramídico. Consecuentemente, de acuerdo con estos autores, las estructuras laramídicas tardías con vergencia hacia el oeste se desarrollaron durante el final del Cretácico.

El origen de los esfuerzos que produjeron el primer evento de acortamiento laramídico es todavía objeto de controversia. Tardy *et al.*, (1994), Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, (2000) y Keppie, (2004) consideran que el primer evento de acortamiento está relacionado con la acreción del Terreno Guerrero, a lo largo de la margen continental de Norteamérica

Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000) y Talavera-Mendoza *et al.* (2007) han propuesto que las sucesiones cretácicas del Terreno Guerrero representan el registro de un sistema multiarco complejo, desarrollado durante el Cretácico temprano y el inicio del Cretácico tardío en parte sobre litósfera oceánica (terrenos Teloloapan y Arcelia) y en parte sobre las metaturbiditas de los complejos Arteaga y Las Ollas (Terreno Zihuatanejo).

De acuerdo con este modelo, entre la Plataforma Guerrero Morelos y Zihuatanejo se desarrollaron durante el Cretácico temprano, cuatro arcos magmáticos, que de este a oeste, son: el arco de Taxco, formado a lo largo de la margen continental de Norteamérica, y los arcos de Teloloapan, Arcelia y Zihuatanejo, desarrollados en un ambiente intraoceánico, al oeste de la paleotrinchera pacífica de Norteamérica.

Según Talavera-Mendoza *et al.* (2007), estos arcos estarían relacionados con cuatro zonas de subducción distintas, caracterizadas por una vergencia hacia el este en Zihuatanejo y Arcelia, mientras que los arcos de Teloloapan y Taxco se formarían por la subducción de una misma placa oceánica con doble vergencia, tanto al oeste, en Teloloapan, como al este, en Taxco.

De acuerdo con este modelo, la acreción y amalgamación de los arcos cretácicos, a lo largo de la margen de Norteamérica ocurrió entre el Cenomaniano tardío y el Turoniano para los arcos de Arcelia y Teloloapan, y en el Maastrichtiano-Paleoceno para el arco de Zihuatanejo (Fig. 16).

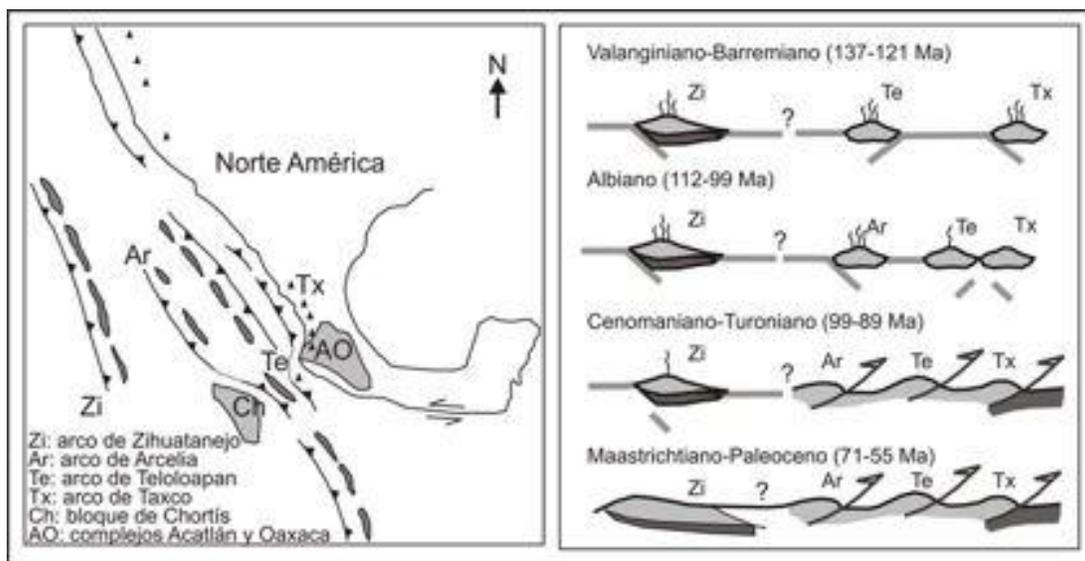


Figura 16. Modelo para la evolución tectónica del Terreno Guerrero entre el Valanginiano y el Paleoceno. Propuesto por Talavera-Mendoza *et al.* (2007)

Otro modelo parecido al de Talavera-Mendoza *et al.* (2007), ha sido propuesto recientemente por Centeno-García *et al.* (2008) (Fig. 17).

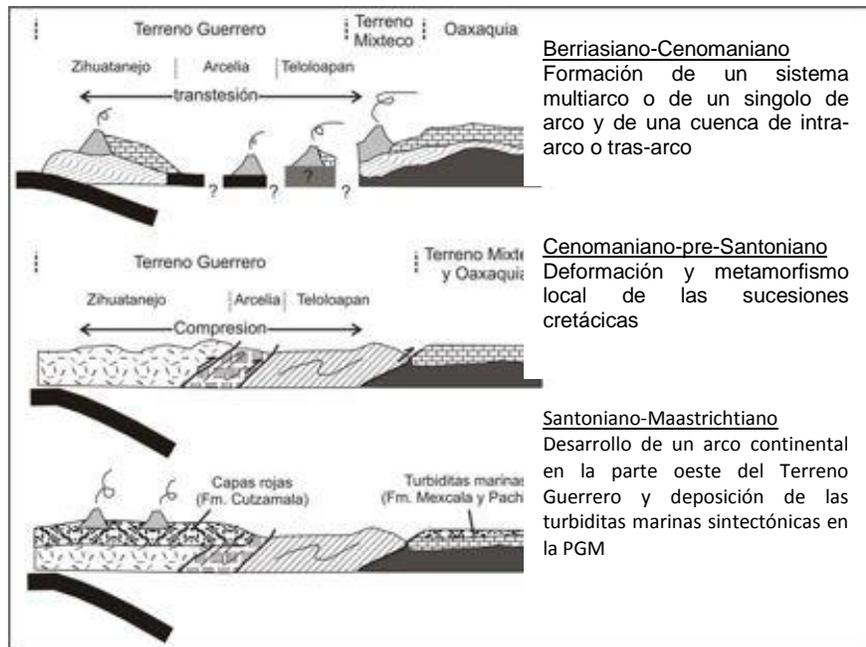


Figura 17. Modelo propuesto por Centeno-García *et al.* (2008) para la evolución tectónica del Terreno Guerrero durante el Cretácico.

Estos modelos muestran la base del arreglo estructural encontrado en la zona de la Plataforma Guerrero-Morelos y Atenango del Río, con la acreción del Terreno Guerrero y la margen continental Norteamericana generando estructuras lineales en dirección dominante norte-sur y noreste-suroeste.

Por otro lado, Lang *et al.*, (1996) y Cabral-Cano *et al.*, (2000a y b) consideran que el estilo estructural observado en el suroeste de México, involucra deformación de cobertura, cuyos patrones cruzan las fronteras de los supuestos terrenos, lo que contrasta con la idea de que la geometría de la deformación debería ser fuertemente dependiente de la geometría de los bloques alóctonos involucrados.

Con base en estas consideraciones, Lang *et al.*, (1996) y Cabral-Cano *et al.*, (2000a y b) han sugerido que las sucesiones cretácicas del Terreno Guerrero se desarrollaron arriba de la margen continental adelgazada de Norteamérica, representada en este caso por el complejo Acatlán (Fig. 18).

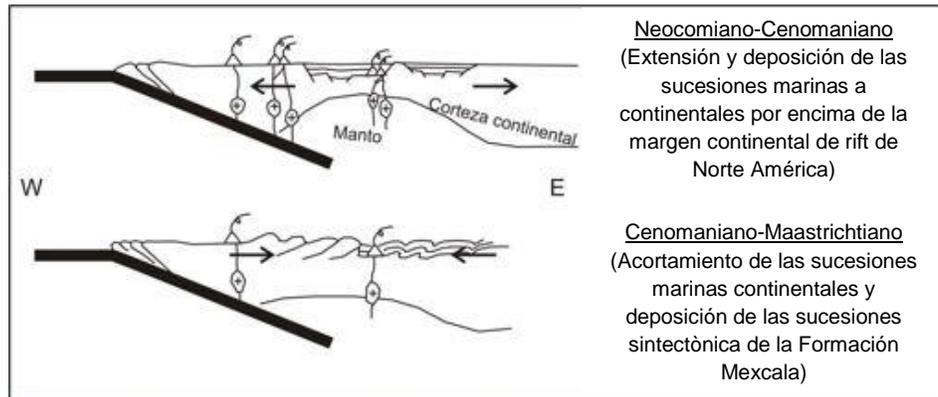


Figura 18. Modelo para la evolución tectónica del Terreno Guerrero entre el Cretácico Temprano y el Terciario Temprano. Propuesto por Cabral-Cano *et al.* (2000b).

Este escenario impone que las estructuras del primer evento de acortamiento representen el resultado de una deformación de “piel delgada”, producida, por analogía con las estructuras laramídicas de las otras regiones de la Cordillera de Norteamérica, por una mezcla de varios factores, tales como la subducción plana y el incremento de la velocidad de subducción a lo largo de la margen continental. En los últimos años, también Solari *et al.* (2007) proponen dichos factores como causa posible para la Orogenia Laramide en el sur de México.

Un modelo alternativo, propuesto por Cerca *et al.* (2007), sugiere que la deformación Laramide en el suroeste de México es el resultado de la entrada del arco y la meseta del Caribe entre Norte y Sudamérica durante el Cretácico tardío, la que provocó su colisión con los márgenes continentales, dando origen al cinturón laramídico en el sur de México.

También la segunda fase de acortamiento laramídico ha sido interpretada de manera controvertida en la literatura. Salinas-Prieto *et al.* (2000) consideran que las estructuras con vergencia hacia el oeste fueron producidas durante un empuje hacia atrás, como consecuencia del engrosamiento cortical orogénico producido por la acreción de terrenos a lo largo de la margen de Norteamérica.

La deformación Laramide en el área de Atenango del Río Huachinantla es consistente con los patrones estructurales regionales y se manifiesta como pliegues y cabalgaduras orientados norte- sur y con vergencia hacia el oriente y poniente en la Falla de Papalutla en el límite sureste. Este patrón produce levantamiento de sierras y valles y, además, repetición de la estratigrafía de las secuencias sedimentarias del Cretácico.

#### **2.4.2 Deformación del Terciario**

Siguiendo de manera cronológica la historia de la evolución tectónica en el sur de México, y principalmente en la Plataforma Guerrero Morelos, continúa la etapa denominada Deformación del Terciario.

El papel de esta etapa en la evolución tectónica del sur de México había sido poco reconocido, hasta la mitad de los años 90. Sin embargo, el trabajo de campo realizado en las últimas décadas ha llevado al reconocimiento de una tectónica transcurrente importante en el sur de México (Ferrari, 2011; Cerca, 2004), por medio de la identificación de numerosas zonas principales de cizalla, desde dúctiles a frágiles, entre la región de Tzitzio-Huetamo, en Michoacán, y Huatulco, en Oaxaca (Fig. 19).

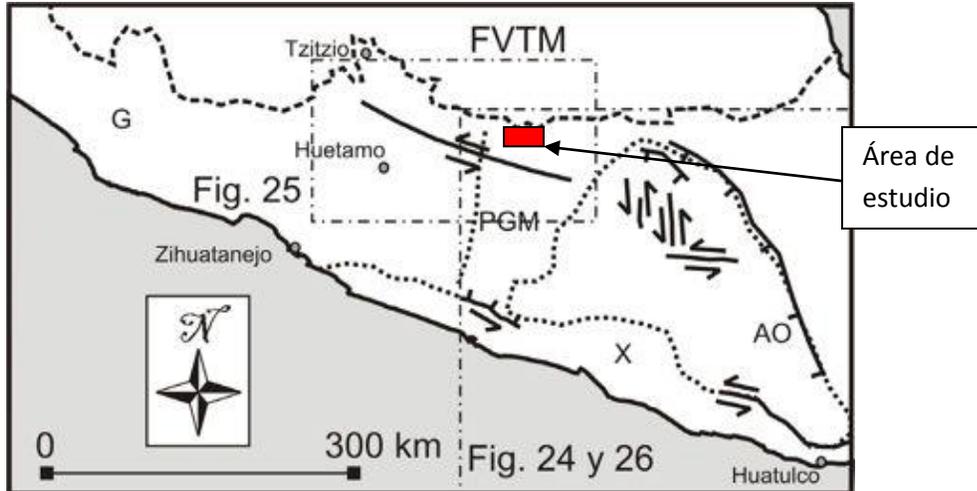


Figura 19. Mapa esquemático de las fallas mayores del Terciario, reconocidas en el sur de México.

Dichas cizallas muestran orientaciones y cinemática diferentes, por lo que difícilmente pueden haberse desarrollado como parte de un campo de esfuerzo regional único (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006).

Uno de los rasgos más significativos de la transcurrencia en el sur de México es su carácter difuso, que determina el desarrollo de una faja de deformación de por lo menos 250 km de ancho, orientada paralelamente a la costa pacífica actual. El origen de dicha deformación representa todavía argumento de debate.

Con base en la cinemática y en la aparente migración hacia el este de la deformación lateral izquierda, muchos autores han sugerido que la fase de transcurrencia asociada con una extensión NW-SE, representa el resultado del despegue del bloque de Chortís de la Placa de Norteamérica, a partir de una posición inicial entre Puerto Vallarta y el Istmo de Tehuantepec, y su sucesiva migración hacia el este, a partir del Eoceno, hasta llegar a su posición actual (Morán-Zenteno *et al.*, 1996; Meschede *et al.*, 1997; Tolson, 1998; Cerca *et al.*, 2004; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006; Cerca *et al.*, 2008) (Fig. 20).

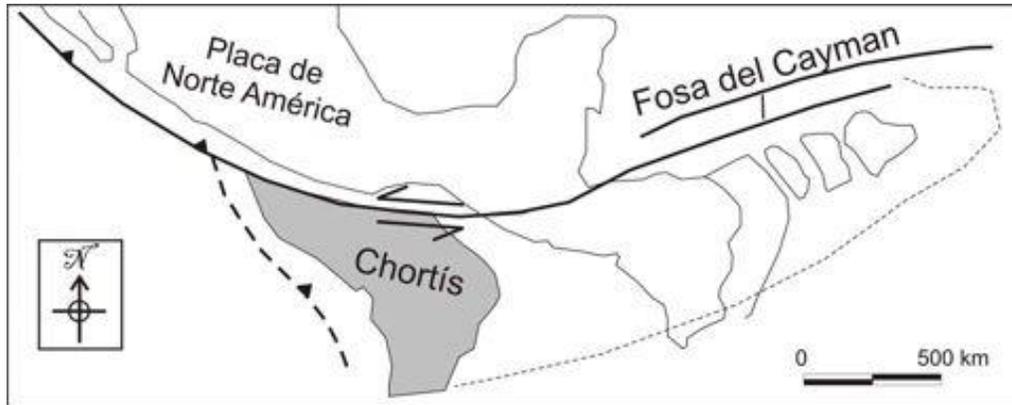


Figura 20. Reconstrucción tectónica para el Eoceno, mostrando la posibilidad de la posición inicial del bloque Chortís frente a la margen pacífica del sur de México, y su sucesiva migración hacia el este, hasta llegar a su posición actual (Martini, 2008).

El cizallamiento difuso lateral izquierdo, paralelo a la trinchera actual, representaría el estadio inmaduro del desarrollo del límite de Placa Norteamérica-Caribe. De acuerdo con este escenario, la transcurrencia derecha asociada con una extensión NE-SW ha sido interpretada como el resultado de la progresiva liberación de la margen continental, durante la migración hacia el este del bloque de Chortís (Cerca, 2004).

En la parte oriental del bloque de Chortís, Ritchie y Finch, (1985) han documentado una falla mayor, nombrada falla de Guayape, la cual se extiende por 290 km aproximadamente con una orientación NE-SW. Para dicha falla se ha reportado un sentido de movimiento lateral izquierdo durante el final del Cretácico (Finch y Ritchie, 1991; Rogers, 2003), mientras que Gordon y Muehlberger (1994) han documentado su reactivación durante el Neógeno bajo un régimen lateral derecho. Con base en correlaciones entre la estratigrafía del Terreno Mixteco y del bloque de Chortís, y en la observación de indicadores de desplazamiento lateral izquierdo, a lo largo de la falla de Papalutla.

Silva-Romo (2008) ha propuesto recientemente que la falla de Papalutla representó la continuación hacia el noreste del la falla de Guayape del bloque de Chortís durante el Cretácico (Fig. 21).

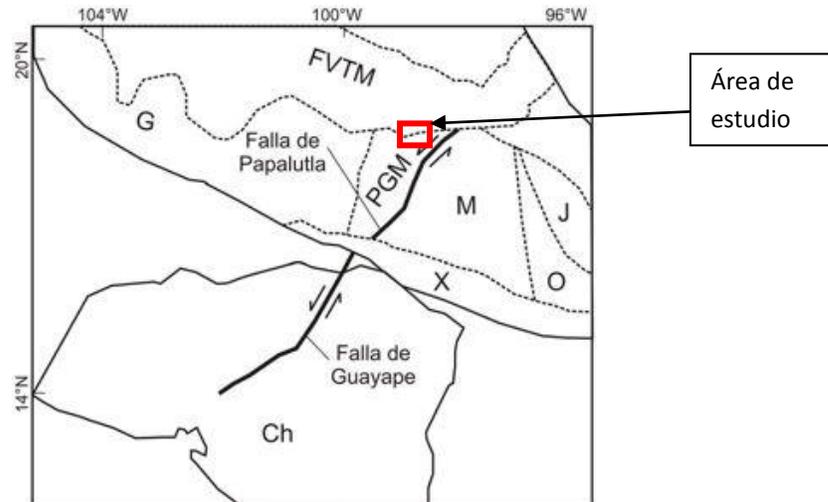


Figura 21. Restauración del bloque de Chortís frente a la margen pacífica del sur de México. En esta reconstrucción las fallas de Papalutla (sur de México) y de Guayape (bloque de Chortís) constituyen un único sistema transcurrente izquierdo durante el Cretácico. Propuesta por Silva-Romo (2008).

De acuerdo con Pindell et al., (1988; 2005) y Ross y Scotese, (1988) la posición del bloque de Chortís frente a la costa del sur de México fue sugerida como una necesidad geométrica en las reconstrucciones paleogeográficas relacionadas con la evolución de la Placa Caribe.

Sin embargo, en la últimas décadas, Keppie y Morán-Zenteno, (2003; 2005) y Keppie et al., (2003) han cuestionado esta hipótesis, sugiriendo que dicha reconstrucción paleogeográfica presenta algunos problemas, si se analiza desde la perspectiva de la cinemática de las placas, y de los efectos esperados a lo largo de la margen continental del sur de México. El problema principal que presenta esta reconstrucción tiene que ver con la aparente incompatibilidad entre el desplazamiento del bloque Chortís, y la rotación de la Placa del Caribe desde el Eoceno hasta el presente.

En los modelos que se consideran, el bloque de Chortís frente a la costa pacífica del sur de México, el desplazamiento inferido para este bloque es hacia el SE (Ross y Scotese, 1988, Pindell *et al.*, 1988), y no hacia el E como parece ser para el resto de la Placa Caribe. Además, considerando esta paleoposición, la migración hacia el este del bloque de Chortís debería de haber producido una deformación transpresiva significativa a lo largo de la margen continental.

Por otro lado, en el Golfo de Tehuantepec, Sánchez-Barreda (1981) documento una sucesión marína del Cretácico tardío- Holoceno solo ligeramente deformada, lo que no parece compatible con el sentido de movimiento del bloque de Chortís en condiciones de transpresión (Keppie y Morán-Zenteno, 2005). Con base en estas consideraciones, otros autores han propuesto posiciones alternativas para el bloque de Chortís durante el Cretácico tardío y el Terciario. Con base en la rotación antihoraria de la Placa del Caribe alrededor de un polo ubicado cerca de Santiago de Chile, Keppie y Morán-Zenteno (2005) han evaluado la posibilidad que el bloque de Chortís proceda de una posición al suroeste de su posición actual (Fig. 22).

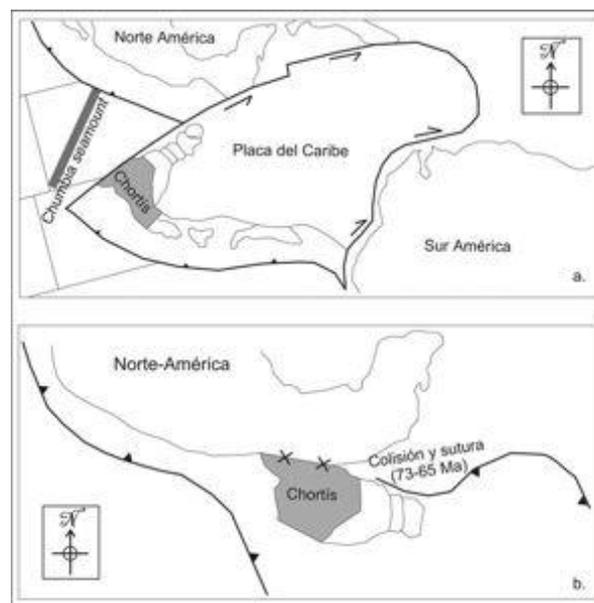


Figura 22. Reconstrucciones alternativas propuestas para la posición del bloque de Chortís en el Cretácico tardío-Terciario temprano. La figura (a.) corresponde a la reconstrucción de Keppie y Morán-Zenteno (2005), la que contempla la posibilidad que el Chortís proceda desde una posición

más al suroeste de su posición actual. La figura (b.) corresponde a la reconstrucción de Harlow *et al.* (2004), que propone la colisión del Chortís con el bloque Maya desde el Campaniano.

Por otro lado, la presencia de complejos ofiolíticos de alta presión y baja temperatura, emplazados a lo largo del borde meridional del bloque Maya, entre 73 y 65 Ma (Harlow *et al.*, 2004; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2004), ha sido interpretada por algunos autores, como la evidencia de la colisión del bloque Chortís a lo largo de la margen suroriental de Norteamérica, lo que ubicaría su posición en el Cretácico tardío cerca de la posición que ocupa en la actualidad (Harlow *et al.*, 2004; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007).

A lo largo de este capítulo se ha presentado la evolución geológica y tectónica de la porción centro-sur del país, además de algunas de sus características litológicas, que han dado lugar a un relieve complejo y con grandes peculiaridades que han influenciado en el arreglo que presenta la zona de estudio Atenango del Río-Huachinantla dentro de la Plataforma Guerrero Morelos. Todas estas características sirven de referencia y como punto de partida, para realizar el análisis morfoestructural.

## **Capítulo 3. Análisis morfoestructural del relieve.**

### **3.1 Antecedentes de la investigación estructuro-geomorfológica.**

En este capítulo, se analizan los datos producto de la cuantificación de elementos encontrados en el relieve dentro del área de estudio, como las máximas elevaciones y las mínimas, y superficies con determinada geometría e inclinación, con el fin de establecer y caracterizar los diferentes tipos de morfoestructuras modelados por los procesos exógenos y bajo la influencia de los procesos endógenos. Desafortunadamente, en los aspectos geólogo-tectónicos no se dispuso de bases cartográficas con este detalle, sin embargo, los materiales disponibles permitieron el mapeo y el análisis morfoestructural de la región de Atenango del Rio-Huachinantla.

Como antecedentes de los estudios morfoestructurales o estructuro-geomorfológicos en México, se pueden mencionar diversas investigaciones (Hernández Santana et al., 1994; Zamorano Orozco *et al.*, 2000; Hernández Santana *et al.*, 2005; Hernández Santana *et al.*, 2007; García Palomo *et al.*, 2008; Hernández Santana *et al.*, 2009, 2012), que contribuyeron en la presente investigación, con bases teóricas y metodológicas en el análisis morfoestructural del relieve como la clasificación bajo los principios del análisis correlativo entre el heterogéneo basamento geológico y diferentes categorías del relieve.

Estos trabajos de carácter regional y neotectónico principalmente, pretenden mejorar el conocimiento histórico-geológico y morfoestructural (Fig. 23 y 24) de sus áreas de estudio, a través de modelos que explican los mecanismos geodinámicos de una manera armónica e integrada, a partir de la utilización de los métodos del análisis morfoestructural. Se debe reconocer, que este tipo de trabajos contienen cada vez, mayor detalle debido a la implementación de nuevas tecnologías en el estudio de las ciencias de la Tierra.

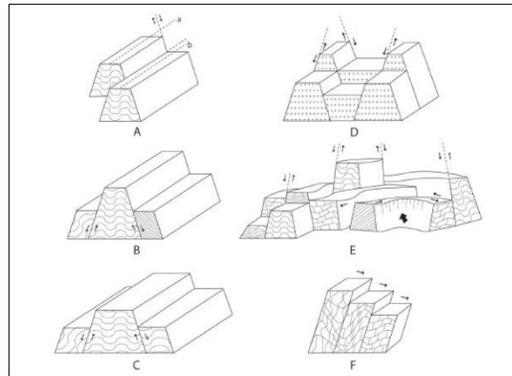


Figura 23. Ejemplo de modelo morfoestructural. La figura corresponde a algunos estilos geotectónicos de relaciones tridimensionales interbloques morfoestructurales del relieve del estado de Oaxaca (Hernández Santana *et al.*, 2009).

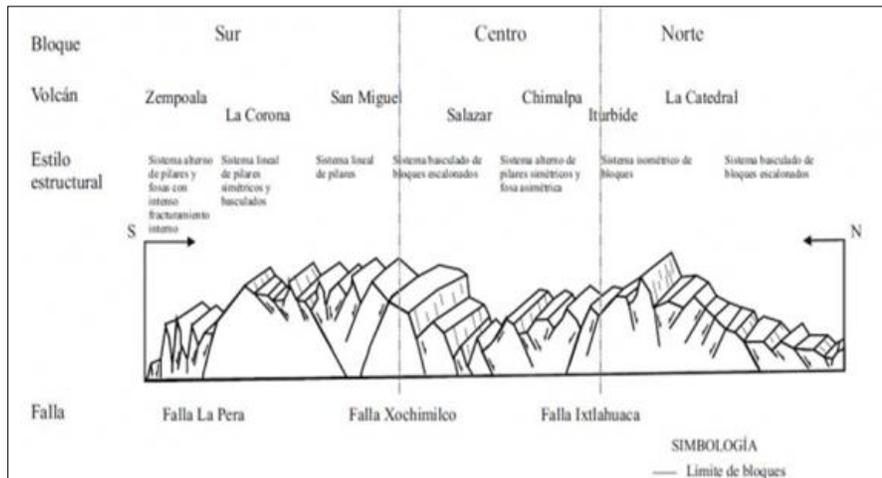


Figura 24. Ejemplo de modelo morfoestructural. La figura corresponde al modelo tridimensional del arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces y distribución de bloques, propuesto por García Palomo *et al.* (2008).

### 3.2 Análisis morfométrico del relieve.

La morfometría, de acuerdo con Lugo (2011), se refiere a la parte de la Geomorfología que estudia las características cuantitativas de las formas del relieve (altura, superficie, pendiente, volumen etc.), y los principales índices morfométricos del relieve son la diferencia de alturas entre las máximas (divisorias) y mínimas (cauces) para

conocer la profundidad de disección, la distancia horizontal entre ellos, y la diferencia máxima de altura por unidad de superficie (energía o amplitud de del relieve)

La interpretación morfométrica del relieve terrestre, permitió establecer diversos índices e indicadores en el área de estudio, como la disección vertical y horizontal del relieve, ángulo de inclinación de sus laderas y otros, que facilitaron la comprensión de su geometría, de la influencia pasiva de la litología en los procesos del modelado geomorfológico y de la diferenciación de la intensidad de los movimientos neotectónicos en la consolidación de las morfoestructuras.

Hoy en día, con la utilización de los SIG es mucho más fácil poder establecer parámetros y estudios más completos en diferentes temas, sobre todo en morfometría. Para este caso, en Geomorfología, a través de la cuantificación de elementos, como puntos, líneas y polígonos, se puede extraer información para realizar determinadas tareas, como mapas o análisis de carácter geomorfológico, con mayor precisión, rapidez y ocupando extensos territorios. Para la elaboración de la cartografía de la presente investigación se utilizó el software ArcGis v. 9.3, ILWISS v. 3.3, y Global Mapper v. 13.

La aplicación de las técnicas del análisis morfométrico facilita la interpretación de la génesis, la edad relativa, la dinámica actual y, en algunos casos, la relaciones entre las formas del relieve y las actividades humanas (Lugo, 1988).

### **3.2.1 Altimetría: determinación de las categorías y subcategorías del relieve.**

El mapa altimétrico o hipsométrico representa el inicio del análisis morfométrico. El objetivo esencial de este método de representación es una simplificación visual de los principales rasgos del relieve, a partir de sus diferencias altitudinales. Su elaboración consiste en diferenciar, de manera sencilla, los valores de altitudinales de las

superficies cumbrales, que definen a las montañas (muy altas, altas, medias, bajas, pequeñas, premontañas), lomeríos (grandes, medios, pequeños) y las llanuras (muy altas, altas, medias, bajas y muy bajas) como categorías y subcategorías del relieve emergido. La hipsometría es de gran utilidad para perfilar las distintas formas del relieve, diferenciando las regiones con mayor o menor amplitud de los movimientos neotectónicos formadores del relieve, las principales morfoestructuras regionales e indicando la potencialidad energética para el desarrollo de los procesos exógenos del modelado del relieve.

Para establecer los intervalos altimétricos del relieve, primero se identificaron las principales diferencias de elevación (máxima y mínima) que correspondieron a 1000 m dentro del área de estudio, con la utilización del software ArcGis v. 9.3 se definieron 10 rangos o intervalos a cada 100 m conformando el espectro altitudinal del territorio (Fig. 25).

Para la interpretación del mapa altimétrico fue necesario hacer uso del modelo sombreado del relieve, con lo que se pudo apreciar de manera más clara el arreglo superficial del terreno, y el comienzo de la distinción en los patrones lineales, quedando enmarcado el límite entre la parte norte del área de estudio con una orientación predominante E – W del Cinturón Volcánico Transmexicano por el contrario de la parte centro y sur la Sierra Madre del Sur con orientaciones predominantes NE - SW.

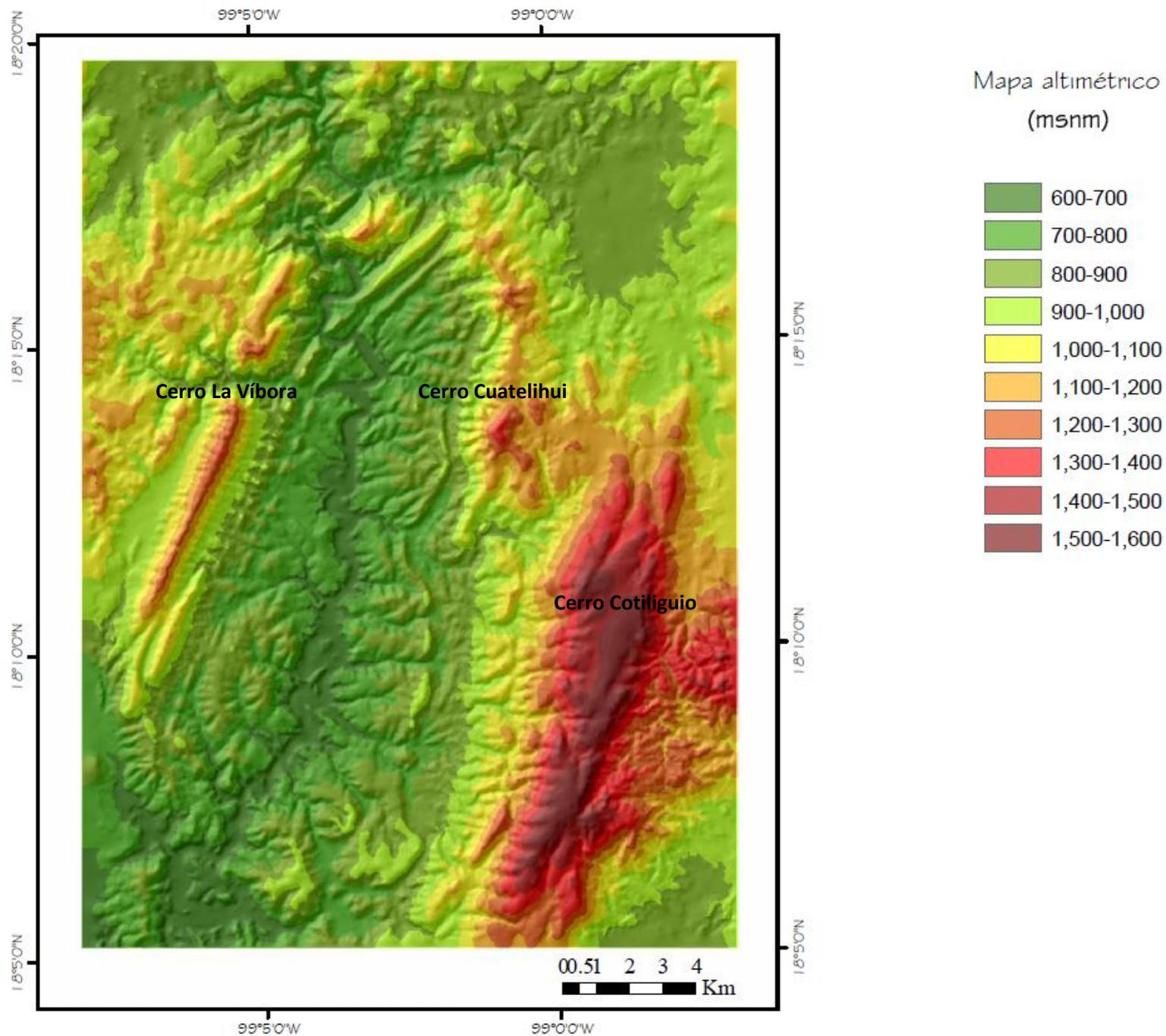


Figura 25. Mapa altimétrico

A pesar de que la diferencia de elevaciones no es tan marcada como en otras partes del país, la información fue suficiente para hacer posible la distinción entre los pisos altitudinales y el arreglo entre los diferentes tipos de relieve.

A partir del mapa hipsométrico, se realizó un segundo mapa con la clasificación de las categorías y subcategorías del relieve (Fig. 26), basado en la Tabla 3, y acoplada a los criterios del autor basados en (Hernández, 1994), en donde se diferenciaron las categorías siguientes:

Montañas bajas (1400-1600 m), Montañas pequeñas (1100-1400 m), Premontañas (900-1100 m), Lomeríos o Elevaciones menores (< 900 m ) y, por último, se clasificaron dos tipos de llanuras, llanuras altas, localizadas a 800-900 m, y llanuras medias, localizadas a 600-800 m.

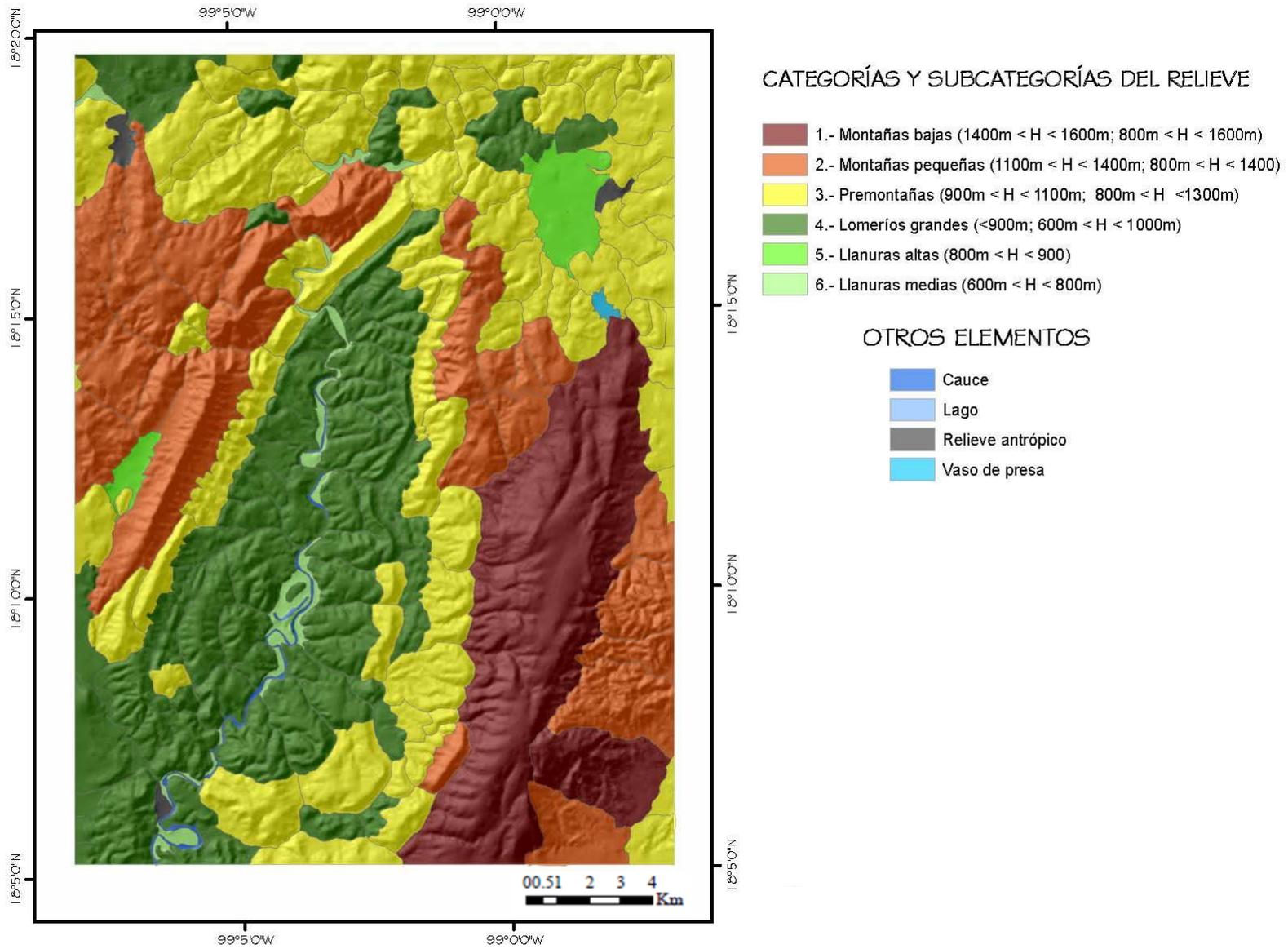


Figura 26. Mapa de Categorías y Subcategorías del relieve

De manera general, la primera categoría de clasificación se refiere al tipo de relieve de montañas bajas, con una altitud aproximada que alcanza los 1600 m sobre el nivel del mar, y los 800 m de altitud relativa. Corresponde a una sola estructura, ubicada al este-sureste del área de estudio (Cerro Cotiliguio), correspondiente a una cabalgadura con vergencia hacia el E-NE relacionada al primer evento de deformación de la orogenia Laramide (caracterizado por la deformación predominante del sureste de México mediante el plegamiento y cabalgamiento de las sucesiones mesozoicas con un sentido de transporte dominante E-NE).

La siguiente categoría geomorfológica mencionada, se refiere a las montañas pequeñas, con una altitud relativa de 1100 a 1400 m aproximadamente sobre el nivel del mar, y se reflejan principalmente en la partes oeste Cerro Cuatelihui, Cerro La Cruz, Cerro La Víbora) y este/sureste del área de estudio sin topónimos conocidos, conectadas a la estructura de mayor elevación del territorio.

El tercer escalón geomorfológico corresponde a la categoría de premontañas, presentes en los rangos de 900 m a 1100 m sobre el nivel del mar, y con alturas relativas de 400 m respecto al nivel base local, con pendientes medias o bajas (2-15°), y están localizadas a lo largo de toda la zona norte y noreste del mapa principalmente (Cerro El Masahuehue, Cerro Cuezapulco), en la parte central (Cerro Cuatelihui) y las márgenes de las estructuras principales de la Sierra Madre del Sur.

La cuarta categoría se refiere a los lomeríos grandes, con una altitud relativa de más o menos 300 m respecto al nivel base local, y a menos de 900 m sobre el nivel del mar, con pendientes medias y bajas (2-15°). Este tipo de relieve se refleja, de manera aislada, en la parte septentrional, a través de pequeñas áreas, que forman parte del CVTM, y ocupan gran parte de la porción central del área de estudio (Sinclinal de Zacango), expresada como las elevaciones menores, en las márgenes del curso del Río Amacuzac.

Por último, los quinto y sexto tipos de clasificación se refieren al relieve con elevación menor (en esta caso plano o semi-ondulado) clasificado en llanuras altas (por encima de los 700 y hasta 800 m sobre el nivel del mar) y medias (ubicadas desde los 600 a 700 m sobre el nivel del mar). Las llanuras altas (lacustres) están representadas por una superficie extensa y mayormente llana, con poca o nula inclinación (0-2°), localizada en la parte noreste del área de estudio, en la margen oeste del poblado de Huachinantla, utilizada actualmente como una extensa zona de cultivo, dada las condiciones favorables que determinan este tipo de relieve para la actividad agrícola. Las llanuras medias (de inundación) se encuentran a lo largo del cauce del Río Amacuzac, ubicado casi en su totalidad en la provincia de la Sierra Madre del Sur, y se caracterizan por ser llanuras estrechas, llanas con poca inclinación, (0-2°).

### **3.2.2 Inclinación del Terreno**

Este mapa tiene como objetivo clasificar el relieve a partir de su inclinación, con el fin de establecer la relación entre la dinámica de las laderas, la morfología y la estructura geológica. Ante planos muy inclinados de falla el modelado geomorfológico determina pendientes muy abruptas; generalmente las pendientes tienen una relación muy estrecha con el plano estructural, la constitución litológica y el régimen hidrológico. También permite interpretar la dinámica fluvial y de otros procesos exógenos, como los procesos de ladera.

En el mapa de pendientes (Fig. 27) quedan reflejadas las principales unidades del relieve, debido a que por lo general, los límites de estas quedan diferenciados por los cambios bruscos de pendiente, facilitando el proceso de su delimitación y de su análisis. De acuerdo con la representación cartográfica de las pendientes, los principales rasgos que se observan son las llanuras planas y onduladas, con valores muy bajos de pendiente, del orden de 0-2°; los lomeríos grandes que van desde pendientes suaves, de entre 2 y 15°, como los piedemontes, hasta los escarpes premontañosos y montañosos, en donde la pendiente alcanza valores altos y muy altos, entre 30 y > 50°.

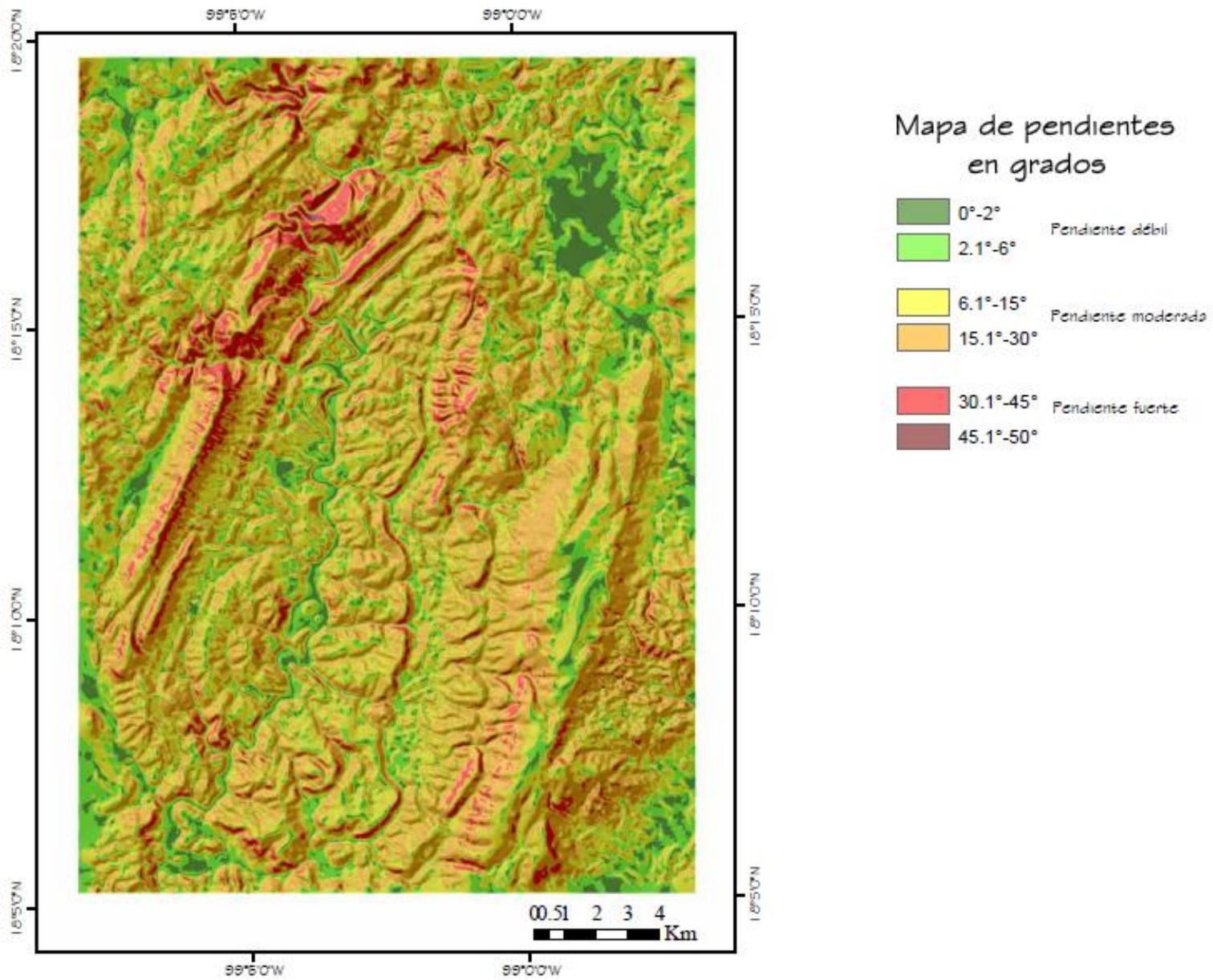


Figura 27. Mapa de Pendientes

Para la interpretación y análisis de este mapa así como de los rangos establecidos, fue necesaria una agrupación de valores que respetara las categorías en que se clasifico el relieve, y de esta manera se establecieron los 6 intervalos representados de la siguiente manera (Fig. 28)

| RANGO           | INTERVALO DE PENDIENTE |     | CLASIFICACIÓN              |
|-----------------|------------------------|-----|----------------------------|
|                 | DE                     | A   |                            |
| VALORES MÍNIMOS | 0                      | 2°  | PENDIENTES DÉBIL           |
|                 | 2                      | 6°  |                            |
| VALORES MEDIOS  | 6                      | 15° | PENDIENTE MEDIA O MODERADA |
|                 | 15                     | 30° |                            |
| VALORES MÁXIMOS | 30                     | 45° | PENDIENTE FUERTE           |
|                 | >                      | 45° |                            |

Figura 28. Clasificación de la inclinación del Terreno de Atenango del Río-Huachinantla (Propuesta por el autor)

### Valores mínimos

Considera al primer y segundo rango de inclinaciones que van de 0 a 2° y 2 a 6°.

El primer rango es de 0 a 2°, que corresponde a las zonas planas de la llanura alta de tipo lacustre ubicada cerca del poblado de Huachinantla, y que es utilizada como área de cultivo, en el noreste de la región y baja (de inundación), que va a lo largo del cauce del Río Amacuzac, además incluye porciones aisladas del terreno como pequeños valles intramontanos y algunas cimas planares.

El segundo rango corresponde a pendientes comprendidas entre 2° y hasta los 15°, relieves relativamente ondulados y semi-inclinados, en ocasiones algo ondulados, y se encuentran localizados principalmente en las márgenes del Río Amacuzac y bordes de la llanura lacustre (Fig. 29).

Estos rangos también están presentes, en menor medida en algunas cimas montañosas, principalmente en la cabalgadura en el extremo oriental del área de estudio, esta morfología indica que los procesos de modelado no han incidido de manera significativa y por tanto mantiene una superficie semiplana continua y un poco inclinada.

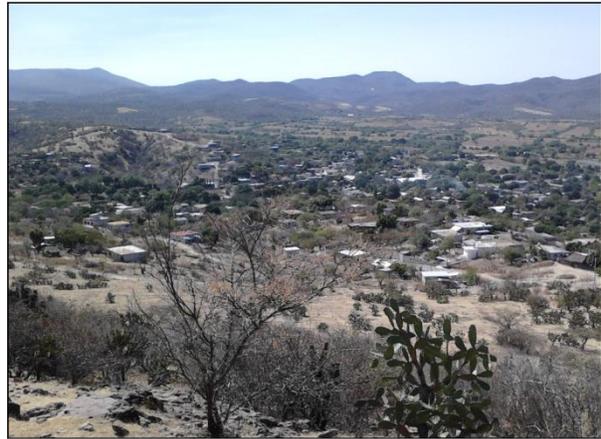


Figura 29. Fotos con vista al SW (superior izquierda), al W (superior derecha), al NW (inferior izquierda) y al N (inferior derecha) de la llanura lacustre en la porción noreste del área de estudio (llanuras altas en el mapa de categorías y subcategorías del relieve).

## Valores medios

Esta categoría comprende el tercer y cuarto intervalo que van de los 6 a 15° y de 15 a 30° y es la que abarca la mayor parte del área de estudio. En estos rangos se encuentran las estructuras principales del área de estudio, como las de las cabalgaduras, los lomeríos y las premontañas presentes en toda el área. (Fig. 30).



Figura 30. Foto con vista de la cabalgadura al este del área de estudio (con vergencia al E - NE). En rojo, pendientes mayores (30 - >45°) laderas de montañas bajas. En amarillo pendientes bajas y medias (>6-15°) pertenecientes a la zona de premontañas. En verde, pendientes bajas (>2-6°), y algunas extraordinarias que superan los 10°).

## Valores máximos

Este rango comprende el quinto intervalo y sexto intervalo, clasificados como pendientes fuertes que van de los 30 a 45° y > 45°, se refiere prácticamente a las laderas de las premontañas, montañas pequeñas y bajas, que coinciden con las elevaciones topográficamente más elevadas, que integran a las mayores elevaciones del área, los máximos niveles de inclinación están presentes en las laderas montañosas escarpadas, localizadas en las tres estructuras principales, clasificadas como cabalgaduras (de Cserna *et al.*, 1980; Campa y Coney, 1983), a lo largo de la parte central del territorio (Fig. 31), y en la parte norte del área de estudio correspondientes a las estructuras pertenecientes al Cinturón Volcánico

Transmexicano, estas últimas como resultado de una historia volcánica compleja que es resultado de potentes y variados depósitos ígneos, cada uno de ellos bajo la acción de los procesos fluviales y gravitacionales. Este hecho favorece en este tipo de relieve (volcánico) el modelado diferencial, que se reconoce por la existencia de frecuentes contrastes altitudinales en distancias horizontales muy cortas.



Figura 31. Vista del flanco occidental de la cabalgadura al este del área de estudio (Cerro Cotiliguio) con vergencia E – NE y Pendiente > a 45°.

El empleo del mapa de pendientes ayudo a identificar los morfoalineamientos principales correspondientes a las tres estructuras principales, y que generalmente están asociados con los valores máximos. Este mapa es fundamental para entender y poder analizar la génesis y dinámica del relieve de la zona de estudio..

### **3.2.3 Orientación de las laderas**

Este mapa tiene como objetivo clasificar la dirección de las laderas con respecto a un punto cardinal y surge a partir del mapa de pendientes, estando reflejado mediante cifras acimutales (0° a 360°) y también permite identificar la dirección de algunos elementos estructurales, como el rumbo de fallas existentes.

Para su elaboración, con el uso de ArcGis v 9.3 se clasificaron 9 rangos, tomando en cuenta la división de los 360° respecto a los principales puntos cardinales y las superficies planas (Fig. 32).

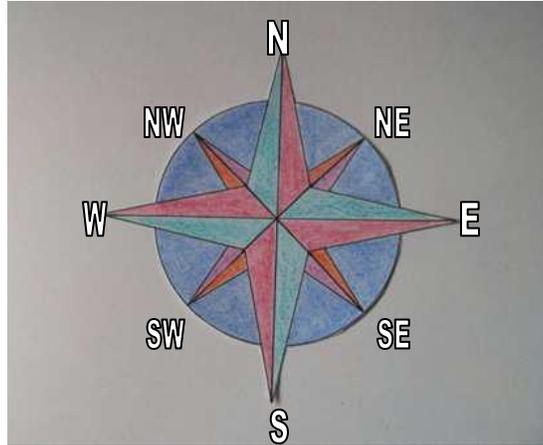
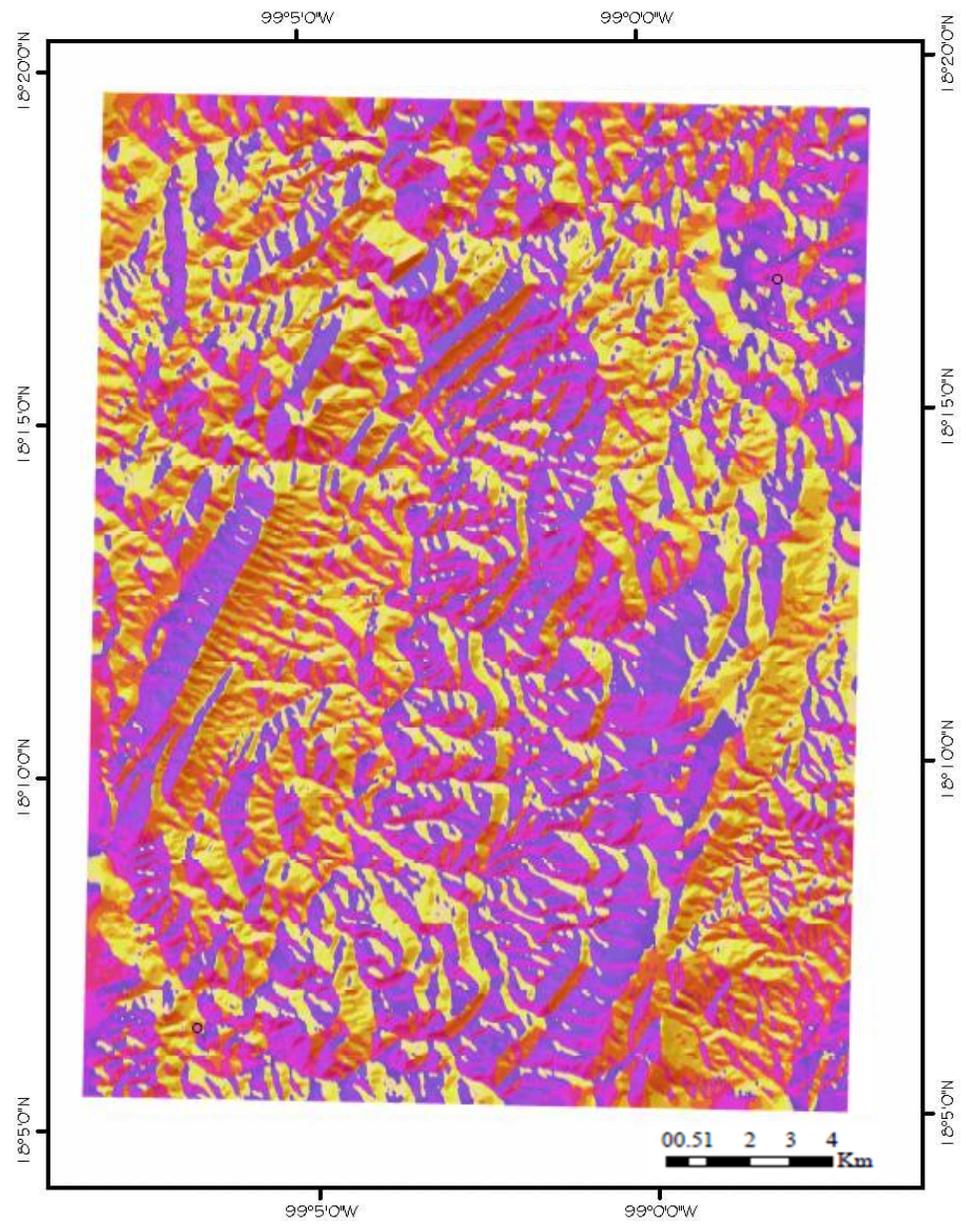


Figura 32. Rosa de los vientos con los principales puntos cardinales.

La aplicación de este método, tomando diferentes rumbos de referencia, facilito el análisis de patrones estructurales del relieve. Para la interpretación de este mapa fue necesaria la consulta del mapa de pendientes, mientras este ultimo muestra la inclinación del terreno respecto a la horizontal el de laderas muestra su posición respecto a los puntos cardinales. El estudio de la orientación de laderas también permite identificar distintos tipos procesos exógenos que actúan en el modelado del relieve.

El análisis de este mapa permitió interpretar rasgos como el rumbo de fallas, el arreglo superficial de las estructuras y el rumbo de sus capas (Fig. 33), además de identificar los rumbos predominantemente N-S Y NE-SW que marcan el patrón de levantamiento de sierras y valles consistentes con los patrones estructurales regionales (Fig. 34).



Mapa de orientación de laderas

- Plano
- Norte
- Noreste
- Este
- Sureste
- Sur
- Suroeste
- Oeste
- Noroeste

Figura 33. Mapa de Orientación de laderas

### Magnitud de orientación de las laderas

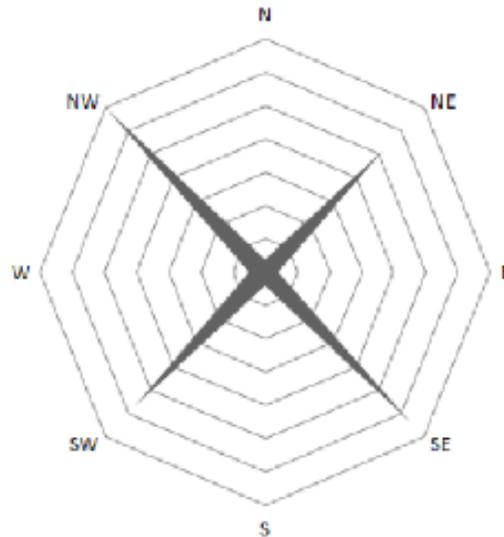


Figura 34. Magnitud de orientación de laderas en la zona de Atenango del Río-Huachinantla. Principalmente orientadas hacia el noroeste y sureste.

#### 3.2.4 Energía del Relieve

La energía del relieve es un indicador que permite comparar la dinámica endógena y exógena. Aunque este tipo de mapa representa los desniveles de altura en un área del mismo tamaño, la interacción de procesos exógenos y endógenos no se visualiza de manera directa, por su parte, con el análisis integral de la cartografía, se ponen en evidencia las áreas con mayor susceptibilidad a encontrarse bajo la dinámica continua de procesos exógenos.

La determinación de este índice se hace superponiendo las curvas de nivel a una cuadrícula, restando a cada cuadro la altitud de la curva de nivel de mayor elevación, con la de menor elevación.

$$\text{Índice de energía del relieve (ER)} = H_2 - H_1$$

Donde,

$H_2$ : Altitud máxima por unidad de área y  $H_1$ : Altitud mínima por unidad de área.

El valor de este índice nos refleja la magnitud del corte erosivo por unidad de área. En localidades con homogeneidad litológica, la presencia de mayor diferencia de alturas sugiere ascensos neotectónicos notables.

La apreciación del mapa de Energía del relieve (Fig. 35) permite hacer énfasis en las zonas de mayor susceptibilidad a erosión, en este caso presentes principalmente en la estructura principal del lado poniente del mapa (Cerro La Víbora, Cerro La Cruz) y al norte de la misma, posiblemente por ser las estructuras más jóvenes, debido a la tectónica regional, perteneciendo a la zona de transición entre la SMS y el CTVM.

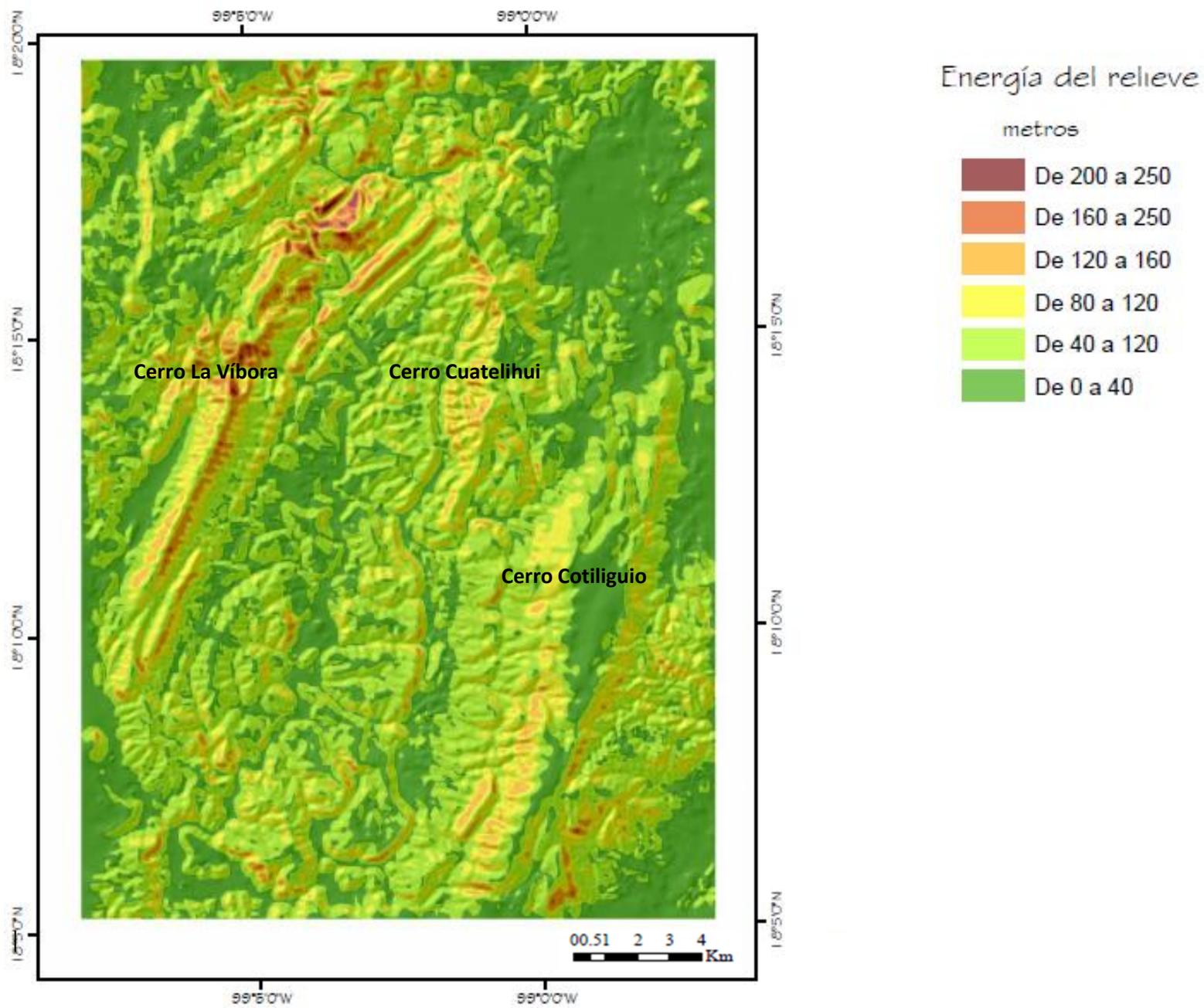


Figura 35. Mapa de Energía del relieve

### **3.3 Tipos de morfoestructuras y su clasificación tipológica.**

Para la realización del análisis morfotectónico y la clasificación morfoestructural fue necesario el estudio morfométrico del relieve, identificar sus morfoalineamientos y niveles altitudinales, revelar sus escalones de categorías y subcategorías, proponer su plano morfotectónico, y establecer los niveles jerárquicos de la clasificación tipológica de las diferentes unidades morfoestructurales. Como resultado final, se elaboró la cartografía morfoestructural y geomorfológica general del relieve.

#### **3.3.1 Constitución geológica**

Las unidades geológicas encontradas, con base en la información consultada a lo largo de la realización del presente trabajo (Fig. 36), se clasificaron de la manera siguiente:

a) En cuanto al carácter litológico:

.- Depósitos lacustres del Cuaternario. Material lacustre, acumulado a lo largo del último millón de años en llanuras altas y bajas, ubicado en la porción del fondo de los valles y depresiones del área de estudio, donde se ha desarrollado una vegetación moderada de tipo xerófila y se han establecido sobre estas zonas áreas de cultivo y ganadería. Se encuentran limitados por elevaciones de poca altura y conjuntos de lomeríos.

- Aluviones del Cuaternario. Conformados por material detrítico transportado y depositado transitoria o permanentemente a lo largo del cauce del Río Amacuzac, y que están presentes como vestigios aislados de terrazas aluviales. Se conforman por material redondeado (principalmente de calizas), lo que atestigua el largo período y recorrido de transporte del material, quedando adyacentes al Río Amacuzac en meandros abandonados, formándose y destruyéndose por el propio modelado fluvial.

- Conglomerados del Paleógeno. De ambiente deltáico continental, conformados por depósitos costeros de la Formación Balsas en el occidente del área de estudio que cambian gradualmente a depósitos continentales. Estas secuencias del Terciario inferior se encuentran posteriormente cubiertas por rocas volcánicas del Oligoceno. Por otro lado en el extremo oriental se localizan conglomerados conformados principalmente por areniscas y limolitas de color rojo del Maastrichtiano y Paleoceno intercalados con la Formación Morelos y el Complejo Acatlán.

- Rocas Ígneas extrusivas del Paleógeno. Depositadas en ambiente continental (fluvial y lacustre), conformadas principalmente por andesitas y riolitas de la Formación Tilzapotla relleno de depresiones formadas entre pliegues provocados por la orogenia Laramídica y por el desplazamiento de estructuras con movimiento lateral (predominantemente izquierdo), con edad reportada del Oligoceno.

- Rocas sedimentarias del Cretácico. Caracterizadas por afloramientos extensivos de calizas de plataforma y arrecifales masivas, depositadas en un ambiente de plataforma marina (Formación Morelos, con edades desde el Albiano al Cenomaniano), areniscas calcáreas de grano fino y lutitas de carácter transicional terrígeno-marino (Formación Mexcala, con edades de sedimentación del Turoniano-Coniaciano hasta el Maastichtiano, en su parte más oriental), que limitan al norte con el contacto geológico del Cinturón Volcánico Transmexicano y, al sur, se extienden hasta el contacto con el terreno Xolapa. Los límites oriental y occidental se encuentran ubicados con las cabalgaduras que limitan este tipo de rocas, con conglomerados y rocas volcánicas del Paleógeno.

Desde el punto de vista estructural fue identificado un patrón estructuro-geológico de tipo plicativo, modificado por un sistema neotectónico de fallas.

# GEOLOGÍA

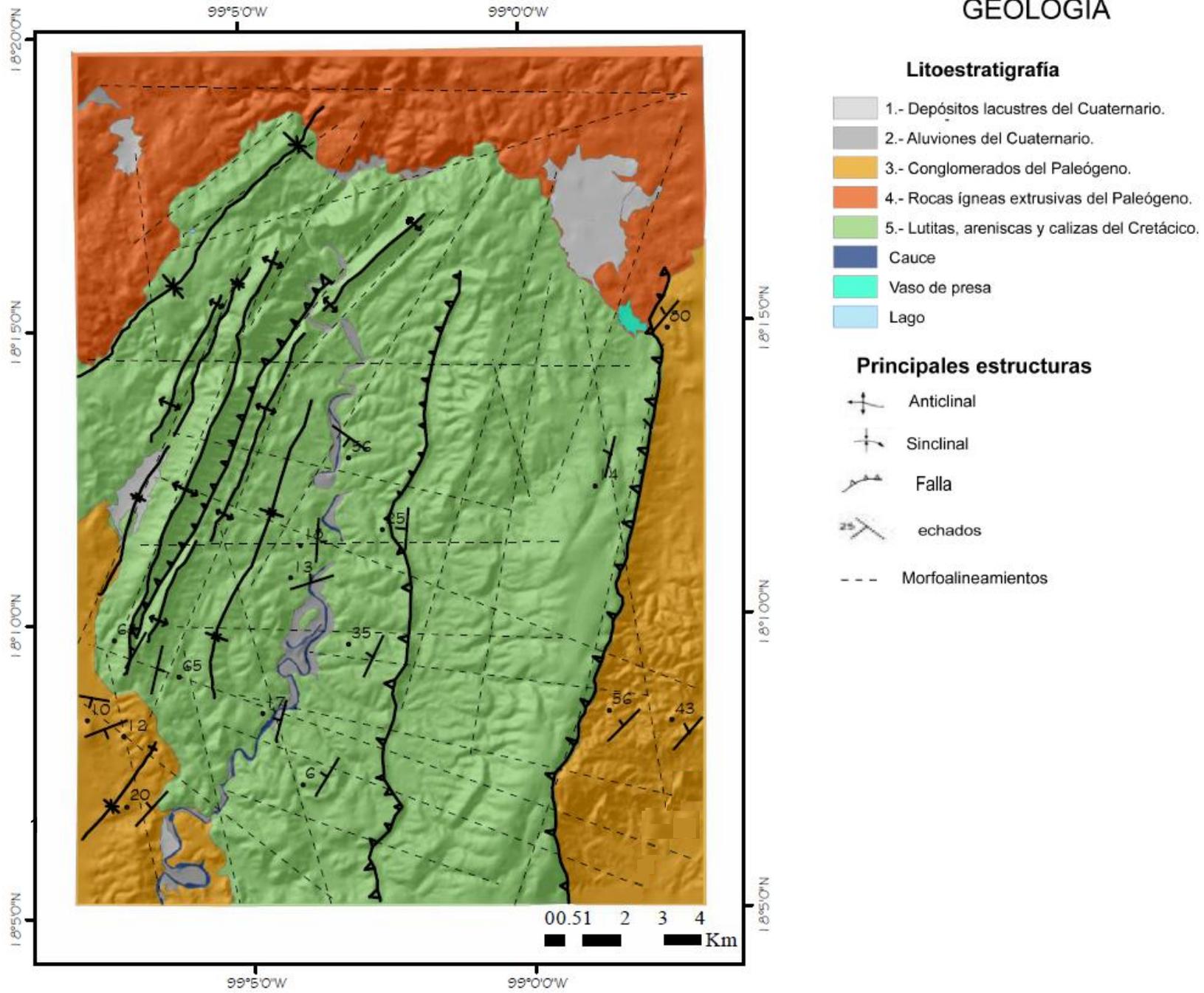


Figura 36. Mapa de Geología

Indiscutiblemente, el plano estructural del área de Atenango del Río-Huachinantla, como se ha mencionado en su evolución tectónica, ha sido conformado originalmente por los procesos deformativos de la orogenia Laramide durante el Cretácico tardío al Terciario inferior; manifestado por sistemas de plegamientos y cabalgaduras, con dirección predominante hacia el este-noreste, así como desplazamientos transcurrentes asociados. Dávila (1974) refiere que esta área se encuentra representada por el sinclinorio de Zacango, con una orientación NNE-SSW, constituido por rocas cretácicas de las Formaciones Cuautla y Mexcala, las cuales han sufrido en mayor medida los efectos del modelado geomorfológico, debido a la poca resistencia de su litología y a sus condiciones de estratificación.

De acuerdo con Dávila (1974), los movimientos compresivos durante la etapa Laramídica fueron intensos determinando la existencia de pliegues muy apretados, con formación de fallas y fracturamiento notable, sobre todo el flanco occidental del sinclinorio. Este autor también reporta pliegues recumbentes hacia el oriente, aunque en determinadas zonas los pliegues adoptaron características simétricas, como es el caso de una estructura localizada al sureste de Comala. Otras estructuras anticlinales se reportan en las cercanías de Copalillo, en la Cañada de Axompa y en Tulumán, y sinclinales simétricos en el Valle de Copalillo y Barranca de Tepetlapa.

Estas estructuras plegadas se encuentran cortadas por fallas de diferente tipo, que según análisis e interpretación de Dávila (1974) poseen una edad oligocénica tardía, lo que a juicio del autor puede estar marcando el inicio de las deformaciones neotectónicas en el plano morfoestructural plegado mesozoico-paleogénico. Un significativo papel ha jugado el fallamiento y fracturamiento en el modelado del relieve, controlando el diseño de la red fluvial, como en el caso del Río Amacuzac, y determinando la formación de escarpes tectónicos, de pronunciada expresión geomorfológica.

Con base en la información geológica obtenida y lo observado en campo se realizó un perfil, simplificando el arreglo estructural actual del área de estudio (Fig. 37) que si bien por la superficie ocupada no representa grandes escalones morfoestructurales, si queda representado el arreglo lito-estructural originado por los eventos tectónicos que han dado origen a la porción centro sur del país mexicano.

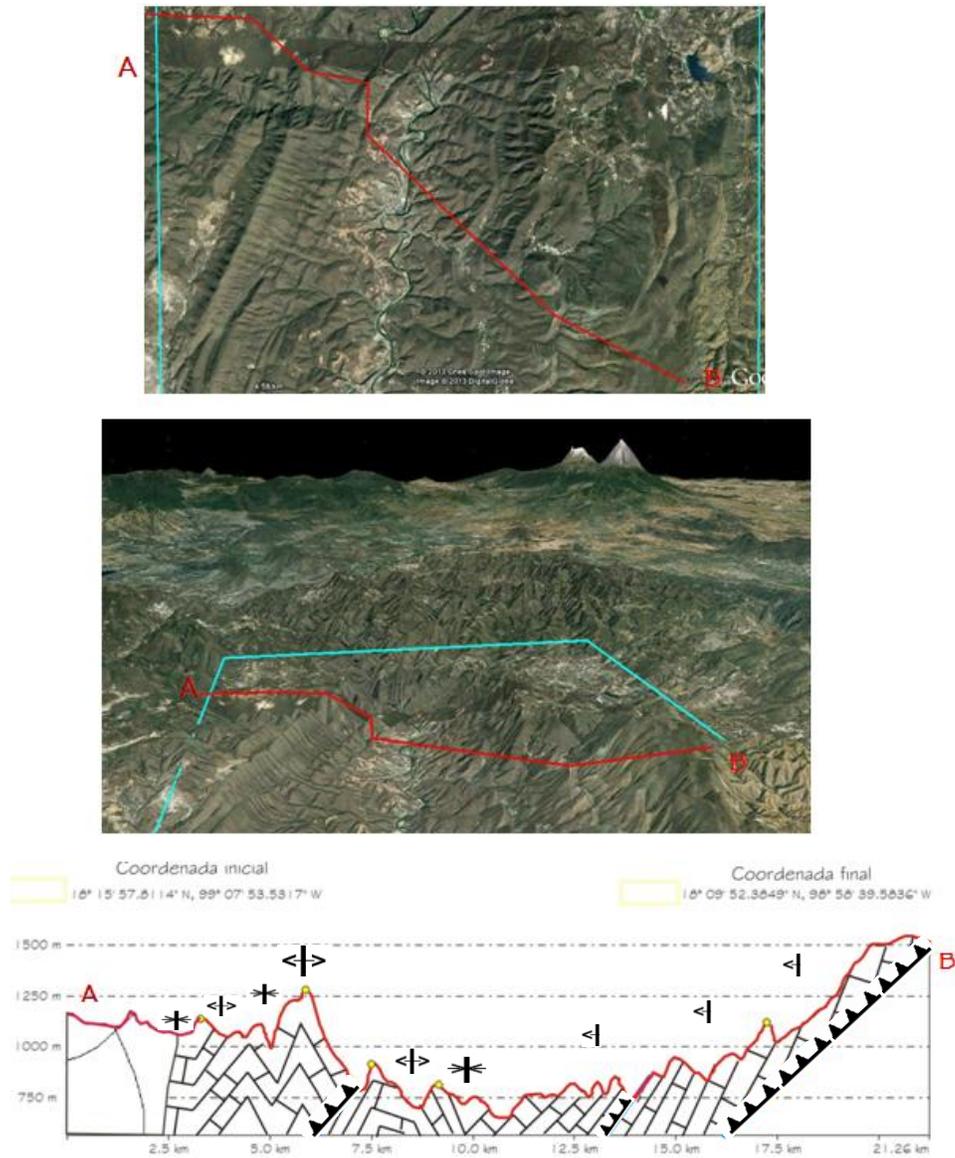


Figura 37. Perfil del sistema morfoestructural del sinclinorio de Zacango en la zona de Atenango del Río-Huachinantla.

En resumen, la constitución geológica del área de estudio abarca una gama genética de distintos tipos de rocas, compuestos por rocas ígneas extrusivas (andesitas y riolitas) y sedimentarias (calizas, lutitas y areniscas), además de conglomerados, sus edades oscilan entre el Cretácico inferior y el Terciario (Fig. 38). Por su antigüedad y su posición geotectónica, en la zona sísmoactiva de interacción entre las placas Cocos y Norteamericana, estos complejos sedimentarios y extrusivos se encuentran altamente deformados.

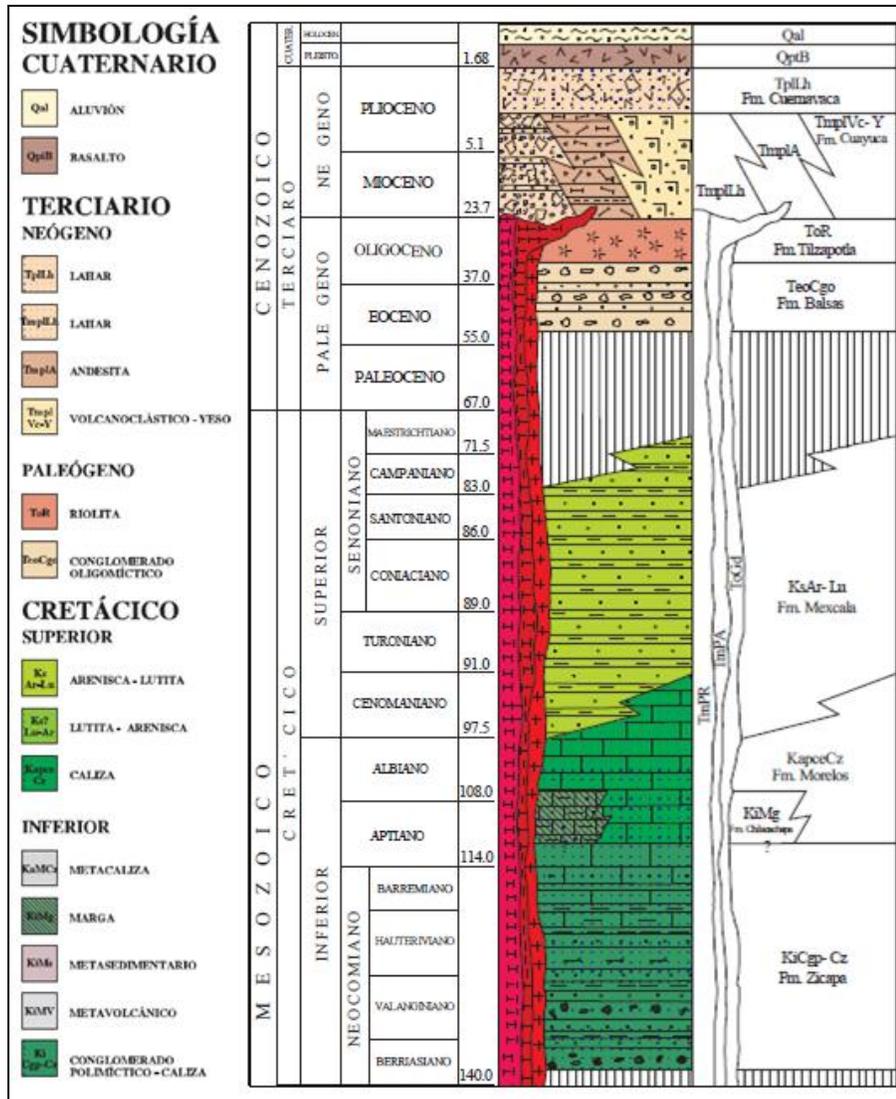


Figura 38. Columna estratigráfica de la zona estudiada.

### **3.3.2 Morfoestructuras**

Para la clasificación tipológica de la expresión de la estructura geológica en el relieve moderno, es decir, del plano morfoestructural, se establecieron tres niveles jerárquicos: I - Basamentos geológicos, II - Grado de reelaboración morfoescultural o del modelado exógeno del relieve: carácter litomorfoestructural y III - Categorías básicas del relieve (Montañas, formadas en regiones de intensos movimientos neotectónicos: bajas, pequeñas y premontañas; Lomeríos grandes, formados en regiones de movimientos netoectónicos moderados; y Llanuras, formadas en estructura de graben, semigraben y valles de falla, bajo la influencia de débiles movimientos neotectónicos durante el Cuaternario). En la definición de los tipos morfoestructurales del relieve fue tomada en consideración la estructura interna de cada unidad geomorfológica, resultado 17 tipos, integrados por montañas en monoclinales, en manto de sobrecorrimiento, en anticlinales, masivas, sinclinales y otras. A continuación se detalla la leyenda del mapa Morfoestructural (Fig. 39).

## **MORFOESTRUCTURAS DEL RELIEVE DE ATENANGO DEL RÍO- HUACHINANTLA, ESTADO DE GUERRERO, MÉXICO**

### **CLASIFICACIÓN GEOMORFOLÓGICA TIPOLOGICA DE LA EXPRESIÓN ESTRUCTURO- GEOLÓGICA EN EL RELIEVE MODERNO DEL TERRITORIO**

#### **I - BASAMENTOS GEOLÓGICOS**

- A. Complejos carbonatado y calcáreo (calizas, areniscas) del Cretácico, muy agrietados y con débil disolución kárstica.
- B. Complejos sedimentarios (lutitas del Cretácico y conglomerados del Paleógeno).
- C. Complejos extrusivos del Paleógeno (andesitas y riolitas).
- D. Depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario.

## II - GRADO DE REELABORACIÓN MORFOESCULTURAL O DEL MODELADO

### EXÓGENO DEL RELIEVE: CARÁCTER LITOMORFOESTRUCTURAL

- a. Relieve estructuro-tectónico, formado sobre complejos carbonatados y calcáreos del cretácico, muy agrietados.
- b. Relieve denudativo-tectónico y erosivo-tectónico, formado sobre los complejos terrígeno y extrusivo.
- c. Relieve erosivo-acumulativo y acumulativo, formado sobre depósitos aluviales y lacustres del cuaternario.

|   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A |   |   | B |   |   | C |   |   | D |
| a | b | c | a | b | c | a | b | c | c |

## III - CATEGORÍAS BÁSICAS DEL RELIEVE

- a. Montañas bajas ( $1400 < H \leq 1600$  m); b. Montañas pequeñas ( $1100 < H \leq 1400$  m); c. Premontañas ( $900 < H \leq 1100$  m); d. Lomeríos grandes ( $900 \text{ m} < H$ ); e. Llanuras altas ( $800 < H \leq 900$  m); f. Llanuras medias ( $600 < H \leq 650$  m).

### III. MONTAÑAS (FORMADAS EN REGIONES DE INTENSOS MOVIMIENTOS NEOTECTÓNICOS DEL N<sub>2</sub>-Q).

#### III. a. MONTAÑAS BAJAS ( $1400 < H \leq 1600$ m), CONSOLIDADAS EN EL N<sub>2</sub>-Q.

|   |   |   |
|---|---|---|
| A |   |   |
| a | b | c |

- 1. Monoclinales, en manto de sobrecorrimiento, en ocasiones escalonadas.

|   |   |   |
|---|---|---|
| B |   |   |
| a | b | c |

- 2. Monoclinales, con patrones de estructuras circulares y anulares, relacionadas con cuerpos intrusivos.

### III. b. MONTAÑAS PEQUEÑAS ( $1100 < H \leq 1400$ m), CONSOLIDADAS EN EL N<sub>2</sub>-Q.

|          |   |   |
|----------|---|---|
| <b>A</b> |   |   |
| <b>a</b> | b | c |

2. Anticlinales, en ejes alargados, con fuertes escarpes tectónicos.

|          |   |   |
|----------|---|---|
| <b>A</b> |   |   |
| <b>a</b> | b | c |

3. Plegadas, en frentes de sobrecorrimiento, en ocasiones monoclinales.

|          |   |   |
|----------|---|---|
| <b>A</b> |   |   |
| <b>a</b> | b | c |

4. Monoclinales, en mantos de sobrecorrimiento.

|          |   |   |
|----------|---|---|
| <b>A</b> |   |   |
| <b>a</b> | b | c |

6. Monoclinales, en estructuras sinclinales, con ejes extensos.

|          |          |   |
|----------|----------|---|
| <b>C</b> |          |   |
| a        | <b>b</b> | c |

7. Masivas, falladas, en estructuras sinclinales, con ejes extensos.

### III. c. PREMONTAÑAS ( $900 < H \leq 1100$ m), CONSOLIDADAS EN EL N<sub>2</sub>-Q.

|          |   |   |
|----------|---|---|
| <b>A</b> |   |   |
| <b>a</b> | b | c |

8. Monoclinales, falladas, en escalones paralelos.

|          |   |   |
|----------|---|---|
| <b>A</b> |   |   |
| <b>a</b> | b | c |

9. Monoclinales, en frentes de sobrecorrimiento, en escalones paralelos.

|          |          |   |
|----------|----------|---|
| <b>C</b> |          |   |
| a        | <b>b</b> | c |

10. Masivas, en flancos de estructuras sinclinales, con patrones paralelos de fallamiento.

|          |          |   |
|----------|----------|---|
| <b>C</b> |          |   |
| a        | <b>b</b> | c |

11. Masivas, en sobrecorrimientos, fuertemente falladas, en escalones paralelos.

|          |          |   |
|----------|----------|---|
| <b>B</b> |          |   |
| a        | <b>b</b> | c |

12. Monoclinales, asociados con mantos de sobrecorrimiento.

|          |          |   |
|----------|----------|---|
| <b>B</b> |          |   |
| a        | <b>b</b> | c |

13. Monoclinales, asociados a ejes de estructuras sinclinales.

**III. d. LOMERÍOS GRANDES ( $900 \text{ m} < H$ ; FORMADOS EN REGIONES DE MODERADOS MOVIMIENTOS NEOTECTÓNICOS DEL  $N_2 - Q$ ).**

|          |   |   |
|----------|---|---|
| <b>A</b> |   |   |
| <b>a</b> | b | c |

14. Monoclinales, escalonados, asociados a eje sinclinal inferido, en zona de articulación con frente de sobrecorrimiento.

|          |          |   |
|----------|----------|---|
| <b>B</b> |          |   |
| a        | <b>b</b> | c |

15. Monoclinales, asociados a flancos de sinclinales, con poca fracturación interna.

|          |          |   |
|----------|----------|---|
| <b>C</b> |          |   |
| a        | <b>b</b> | c |

16. Masivos, con patrón paralelo de fracturamiento.

**III. e, f. LLANURAS ALTAS ( $800 < H \leq 900 \text{ m}$ ) Y MEDIAS ( $600 < H \leq 650 \text{ m}$ ), FORMADAS EN ESTRUCTURAS DE GRABEN, SEMIGRABEN Y VALLES DE FALLA), DE DÉBILES ASCENSOS NEOTECTÓNICOS DURANTE EL CUATERNARIO**

|          |   |   |          |
|----------|---|---|----------|
| <b>C</b> |   |   | <b>D</b> |
| a        | b | c | <b>c</b> |

17. Sediplanos, horizontales, en cuencas de semigraben y valles de falla.

- CLASIFICACIÓN GEOMORFOLÓGICA TIPOLÓGICA DE LA EXPRESIÓN ESTRUCTURO- GEOLÓGICA EN EL RELIEVE MODERNO DEL TERRITORIO -

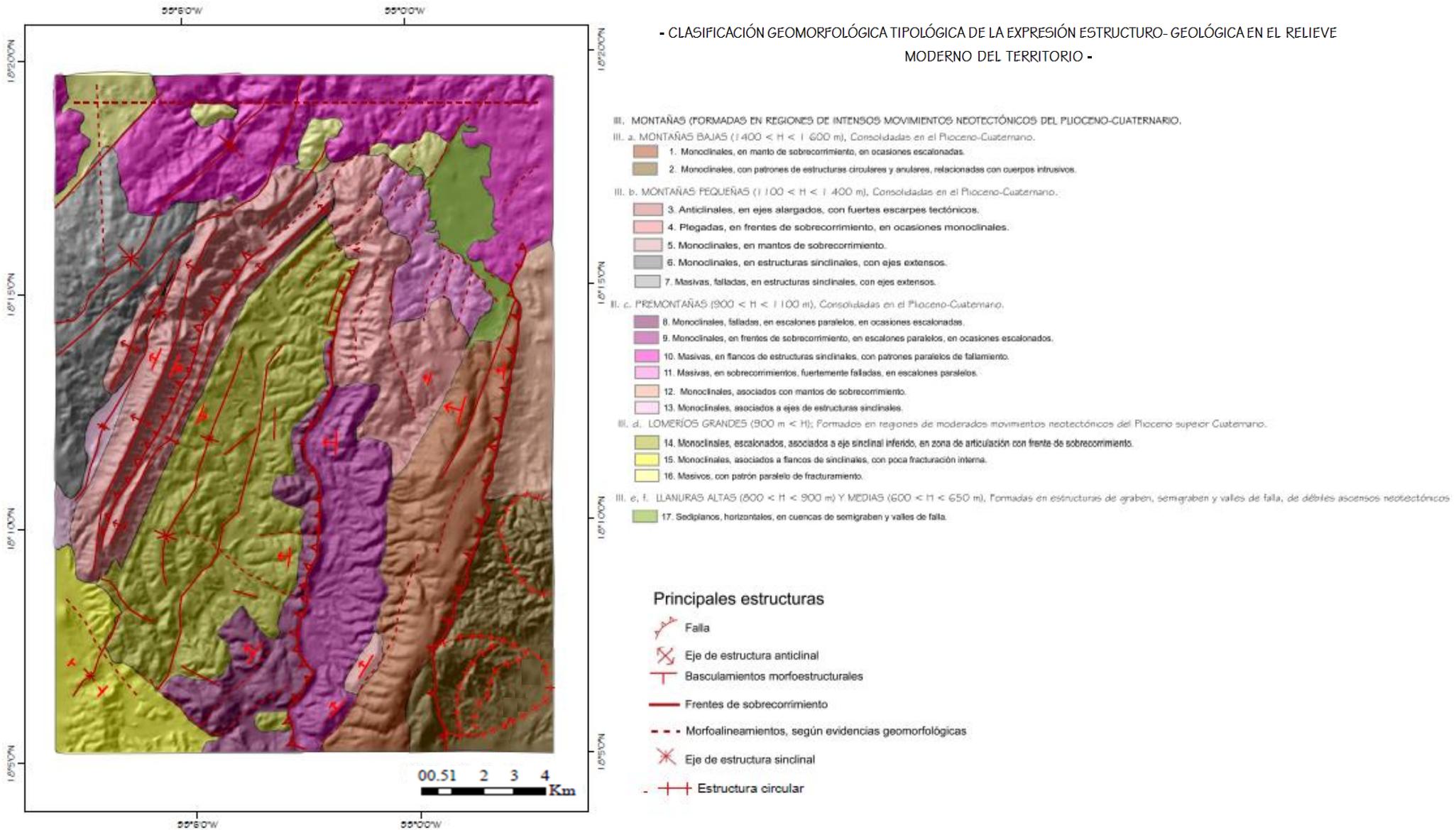


Figura 39. Mapa Morfoestructural.

El relieve de Atenango del Río-Huachinantla está condicionado por su ubicación en el margen convergente activo de subducción de la Placa oceánica Cocos en interacción con la continental Norteamericana, y se formó bajo intensos movimientos neotectónicos, que se reflejan en su energía y complejidad estructural.

En esta etapa neógeno-cuaternaria se reconstruyen las estructuras plegadas del basamento, generándose sistemas de fallamiento, tanto normales e inversas, como transcurrentes, que determinan emplazamientos de bloques tectónicos con estructuras internas plegadas, sobrecorridas, basculadas e inclinadas, dando origen a morfoestructuras escalonadas en sistema de montañas bajas (Cerro Cotiliguio), pequeñas (Cerro Cuatelihui, Cerro La Cruz, Cerro La Víbora), premontañas (Cerro El Masahuehue, Cerro Cuezapulco y Cerro Cuatelihui) y lomeríos grandes (Sinclinal de Zacango).

La morfoestructura de mayor elevación (correspondiente a la clasificación de Montañas bajas) denominada Cerro Cotiliguio, llega a alcanzar una altura de los 1600 msnm. Se trata de una cabalgadura con vergencia E-NE, monoclinal en manto de sobrecorrimiento y en ocasiones escalonada, Esta estructura se encuentra limitada al sur-oriente con la falla de Papalutla y al poniente con el sinclinorio de Zacango y la Cabalgadura representada por el Cerro Cuatelihui pertenecientes a la parte central del área de estudio.

El Sinclinorio de Zacango se encuentra en el extremo oriental-central de la Plataforma Guerrero-Morelos, y en la parte central del área de estudio, cuyo límite oriental es la Cabalgadura del Cerro Cotiliguio y la falla de Papalutla, la cual sobrepone calizas de la Formación Morelos con capas rojas de la Formación Zicapa. El Sinclinorio de Zacango, al igual que las cabalgaduras presentes en el área de estudio, tiene un rumbo general NE-SW, no obstante, mientras la Cabalgadura de Papalutla tiene vergencia al NW, las cabalgaduras en la zona de Atenango del Río-Huachinantla tienen vergencia hacia el NE y el sinclinorio de Zacango hacia él SE. Este arreglo

heterogéneo en el área de estudio, es concordante con la historia geológico-evolutiva de la porción centro-sur del territorio mexicano, y en particular dentro del área de estudio, muestra el arreglo morfoestructural en ejes de sobrecoorrimiento.

La cabalgadura al extremo occidental del área de estudio donde se encuentran ubicados el Cerro La Cruz y Cerro La Víbora sigue los patrones estructurales NNE-SSW de la cabalgadura en la parte oriental producto del primer evento de deformación Laramide.

Cabe destacar que el intemperismo en la zona es muy potente, debido al marcado cambio de estación del periodo lluvioso al seco, ya que se pudo corroborar en campo que los dos periodos estacionales, ofrecen un trabajo erosivo constante y que la evolución del relieve superficial en el área de estudio se da de manera muy rápida. Esto aunado a las actividades agrícolas en grandes zonas del área de estudio así como la ganadería de carácter extensivo, produce un desgaste superficial que deja desnuda grandes porciones de la roca madre y como resultado la modificación del relieve tanto superficial como estructural se hace notar cada vez más en la zona de investigación.

El desarrollo del relieve moderno, ocurrido a partir del Terciario, modificó las estructuras de la orogenia Laramídica, y permitió su expresión en la superficie, mediante una contrastante diferenciación en bloques longitudinales y transversales, bajo regímenes diferenciados de desplazamientos verticales y horizontales, activos hasta el presente. En general, para este territorio la edificación neotectónica es realmente una reconstrucción y un reordenamiento de la morfoestructura antigua mesozoico-paleogénica.

### **3.4 Rasgos morfogenéticos del relieve.**

Con el objetivo de complementar el mapa morfoestructural, fue necesario realizar el mapa morfogenético, que dio como resultado una mejor clasificación y entendimiento de los procesos generadores y modeladores en el área de estudio, mediante la relación de la clasificación de categorías y subcategorías del relieve, con su diferenciación litológica. A continuación se detalla la leyenda del mapa Morfogenético (Fig. 40):

## **GEOMORFOLOGÍA, ATENANGO DEL RÍO-HUACHINATLA, ESTADO DE GUERRERO, MÉXICO**

### **(CLASIFICACIÓN MORFO - CRONO - GENÉTICA DEL RELIEVE MODERNO)**

#### **TIPOS DEL RELIEVE**

#### **CATEGORÍAS Y SUBCATEGORÍAS DEL RELIEVE**

#### **A. MONTAÑAS, B. LOMERÍOS Y C. LLANURAS DE ESTILO NEOTECTÓNICO (N-Q)**

- a. Montañas bajas ( $1400 < H \leq 1\ 600$  m).
- b. Montañas pequeñas ( $1\ 100 < H \leq 1\ 400$  m).
- c. Premontañas ( $900 < H \leq 1\ 100$  m).
- d. Lomeríos ( $900\text{ m} < H$ ).
- e. Llanuras altas ( $800 < H \leq 900$  m).
- f. Llanuras medias ( $600 < H \leq 650$  m).

#### **DIFERENCIACIÓN LITOLÓGICA DEL RELIEVE**

**I - RELIEVE ESTRUCTURO-TECTÓNICO, FORMADO SOBRE COMPLEJOS CARBONATADO Y CALCÁREO (CALIZAS, ARENISCAS Y LUTITAS) DEL CRETÁCICO, MUY AGRIETADOS Y CON DÉBIL DISOLUCIÓN KÁRSTICA.**

**II - RELIEVE DENUDATIVO-TECTÓNICO, FORMADO SOBRE COMPLEJOS SEDIMENTARIOS (CONGLOMERADOS) DEL PALEÓGENO.**

**III - RELIEVE EROSIVO-TECTÓNICO, FORMADO SOBRE COMPLEJOS EXTRUSIVOS DEL PALEÓGENO (ANDESITAS Y RIOLITAS).**

**IV - RELIEVE ACUMULATIVO SOBRE DEPÓSITOS ALUVIALES Y LACUSTRES DEL CUATERNARIO.**

A - MONTAÑAS (Asociadas con movimientos neotectónicos más intensos)

- a. Montañas bajas.
- b. Montañas pequeñas.
- c. Premontañas.

|   |    |     |    |   |    |     |    |   |    |     |    |
|---|----|-----|----|---|----|-----|----|---|----|-----|----|
| a |    |     |    | b |    |     |    | c |    |     |    |
| I | II | III | IV | I | II | III | IV | I | II | III | IV |

**SUPERFICIES ESCULTURALES**

|   |    |     |    |   |    |     |    |   |    |     |    |
|---|----|-----|----|---|----|-----|----|---|----|-----|----|
| a |    |     |    | b |    |     |    | c |    |     |    |
| I | II | III | IV | I | II | III | IV | I | II | III | IV |

1. Erosivo-kársticas, medianamente disectadas, con superficies de planación (cumbrales) areales, en ejes alargados, con pendientes convexas (20 a 45 °), falladas.

|   |    |     |    |   |    |     |    |   |    |     |    |
|---|----|-----|----|---|----|-----|----|---|----|-----|----|
| a |    |     |    | b |    |     |    | c |    |     |    |
| I | II | III | IV | I | II | III | IV | I | II | III | IV |

2. Erosivo-denudativas, de fuerte a medianamente disectadas, con fragmentos aislados de cimas, con pendientes cóncavas (16 a 45 °), falladas.

|   |    |     |    |   |    |     |    |   |    |     |    |
|---|----|-----|----|---|----|-----|----|---|----|-----|----|
| a |    |     |    | b |    |     |    | c |    |     |    |
| I | II | III | IV | I | II | III | IV | I | II | III | IV |

3. Erosivo-denudativas, de mediana a ligeramente disectadas, con pendientes medias y suaves (10 a 30 °), con fragmentos de cimas aisladas y alargadas, con notable control estructural, falladas.

|   |    |     |    |   |    |     |    |   |    |     |    |
|---|----|-----|----|---|----|-----|----|---|----|-----|----|
| a |    |     |    | b |    |     |    | c |    |     |    |
| I | II | III | IV | I | II | III | IV | I | II | III | IV |

4. Erosivo-kársticas, fuertemente disectadas, en ejes alargados, con pendientes cóncavas y convexas (16 a 45 °), plegadas.

|   |    |     |    |   |    |     |    |   |    |     |    |
|---|----|-----|----|---|----|-----|----|---|----|-----|----|
| a |    |     |    | b |    |     |    | c |    |     |    |
| I | II | III | IV | I | II | III | IV | I | II | III | IV |

5. Erosivo-denudativas, de mediana a ligeramente disectadas, con pendientes medias y suaves (10 a 30 °), con fragmentos de cimas aisladas y alargadas, 15 a 30 °, plegadas.

|   |    |     |    |   |    |     |    |   |    |     |    |
|---|----|-----|----|---|----|-----|----|---|----|-----|----|
| a |    |     |    | b |    |     |    | c |    |     |    |
| I | II | III | IV | I | II | III | IV | I | II | III | IV |

6. Erosivo-denudativas, medianamente disectadas con pendientes moderadas y suaves, presentan notable control estructural (10 a 25 °) plegadas.

|   |    |     |    |   |    |     |    |   |    |     |    |
|---|----|-----|----|---|----|-----|----|---|----|-----|----|
| a |    |     |    | b |    |     |    | c |    |     |    |
| I | II | III | IV | I | II | III | IV | I | II | III | IV |

7. Erosivo-denudativas, medianamente disectadas con pendientes moderadas y suaves, (10 a 30 ° plegadas).

|   |    |     |    |   |    |     |    |   |    |     |    |
|---|----|-----|----|---|----|-----|----|---|----|-----|----|
| a |    |     |    | b |    |     |    | c |    |     |    |
| I | II | III | IV | I | II | III | IV | I | II | III | IV |

8. Erosivo-denudativas, medianamente disectadas con pendientes moderadas y suaves, presentan notable control estructural (10 a 25 °) plegadas.

|   |    |     |    |   |    |     |    |   |    |     |    |
|---|----|-----|----|---|----|-----|----|---|----|-----|----|
| a |    |     |    | b |    |     |    | c |    |     |    |
| I | II | III | IV | I | II | III | IV | I | II | III | IV |

9. Erosivo-tectónicas fuertemente fracturadas, medianamente disectadas y pendientes convexas (20 a 45°) masivas con cimas aisladas puntiagudas.

|   |    |     |    |   |    |     |    |   |    |     |    |
|---|----|-----|----|---|----|-----|----|---|----|-----|----|
| a |    |     |    | b |    |     |    | c |    |     |    |
| I | II | III | IV | I | II | III | IV | I | II | III | IV |

10. Erosivo-tectónicas fuertemente fracturadas, medianamente disectadas y pendientes convexas (20 a 45°) masivas con cimas aisladas puntiagudas.

## B - LOMERÍOS (Asociados con movimientos neotectónicos más moderados)

d. Lomeríos.

|   |    |     |    |
|---|----|-----|----|
| d |    |     |    |
| I | II | III | IV |

## SUPERFICIES ESCULTURALES

|   |    |     |    |
|---|----|-----|----|
| d |    |     |    |
| I | II | III | IV |

11. Erosivo-denudativas, fuertemente disectadas, con pendientes suaves (10 a 30°), falladas con cimas aisladas y alargadas con notable control estructural.

|   |    |     |    |
|---|----|-----|----|
| d |    |     |    |
| I | II | III | IV |

12. Erosivo-denudativas, fuertemente disectadas, con pendientes moderadas y suaves (10 a 30°), plegadas.

|   |    |     |    |
|---|----|-----|----|
| d |    |     |    |
| I | II | III | IV |

13. Erosivo-denudativas, fuertemente disectadas, con pendientes moderadas y suaves (10 a 30°), plegadas.

|   |    |     |    |
|---|----|-----|----|
| d |    |     |    |
| I | II | III | IV |

14. Erosivo-tectónicas fuertemente fracturadas, medianamente disectadas y pendientes convexas (20 a 45°), masivas.

**C - LLANURAS (Asociadas con movimientos neotectónicos más débiles)**

- e. Llanuras altas
- f. Lanuras medias

|   |    |     |    |   |    |     |    |
|---|----|-----|----|---|----|-----|----|
| e |    |     |    | f |    |     |    |
| I | II | III | IV | I | II | III | IV |

**SUPERFICIES ESCULTURALES**

|   |    |     |    |   |    |     |    |
|---|----|-----|----|---|----|-----|----|
| e |    |     |    | f |    |     |    |
| I | II | III | IV | I | II | III | IV |

15. Denudativo-acumulativa de llanuras y planos de inundación, planas, sin diferenciación de niveles.

|   |    |     |    |   |    |     |    |
|---|----|-----|----|---|----|-----|----|
| e |    |     |    | f |    |     |    |
| I | II | III | IV | I | II | III | IV |

16. Acumulativas, con relieve antrópico.

## CLASIFICACIÓN MORFO-CRONO-GENÉTICA DEL RELIEVE MODERNO

### 1-CATEGORÍAS Y SUBCATEGORÍAS DEL RELIEVE

#### MONTAÑAS, LOMERÍOS Y LLANURAS DE ESTILO NEOTECTÓNICO (N-Q)

- a. Montañas bajas ( $1400 < H \leq 1\ 600$  msnm).
- b. Montañas pequeñas ( $1\ 100 < H \leq 1\ 400$  msnm).
- c. Premontañas ( $900 < H \leq 1\ 100$  msnm).
- d. Lomeríos ( $900 \text{ m} < H$  msnm).
- e. Llanuras altas ( $800 < H \leq 900$  msnm).
- f. Llanuras medias ( $600 < H \leq 650$  msnm).

### 2-DIFERENCIACIÓN LITOLÓGICA DEL RELIEVE

I - Relieve estructuro-tectónico, formado sobre complejos carbonatado y calcáreo (calizas, areniscas y lutitas) del cretácico, muy agrietados y con débil disolución kárstica.

II - Relieve denudativo-tectónico, formado sobre complejos sedimentarios (conglomerados) del paleógeno.

III - Relieve erosivo-tectónico, formado sobre complejos extrusivos del paleógeno (andesitas y riolitas).

IV - Relieve acumulativo sobre depósitos aluviales y lacustres del cuaternario.

- |   |   |
|---|---|
|  | 1. a.I. Erosivo-kársticas, medianamente disectadas, con superficies de planación (cumbrales) areales, en ejes alargados, con pendientes convexas ( $20 \text{ a } >45^\circ$ ), falladas. |
|  | 2. b.I. Erosivo-denudativas, de fuerte a medianamente disectadas, con fragmentos aislados de cimas, con pendientes cóncavas ( $16 \text{ a } >45^\circ$ ), falladas.                      |
|  | 3. c.I. Erosivo-denudativas, de mediana a ligeramente disectadas con pendientes medias y suaves ( $10 \text{ a } 30^\circ$ ), con fragmentos de cimas aisladas y alargadas, falladas.     |
|  | 4. b.I. Erosivo-kársticas, medianamente disectadas, en ejes alargados con pendientes cóncavas y convexas ( $16 \text{ a } >45^\circ$ ), plegadas.   |
|  | 5. c.I. Erosivo-denudativas, de mediana a ligeramente disectadas, con pendientes medias y suaves ( $10 \text{ a } 30^\circ$ ), con fragmentos de cimas aisladas y alargadas, plegadas.    |
|  | 6. a.II. Erosivo-denudativas, fuertemente disectadas con pendientes moderadas y suaves, ( $10 \text{ a } 25^\circ$ ), plegadas.   |
|  | 7. b.II. Erosivo-denudativas, medianamente disectadas con pendientes moderadas y suaves ( $10 \text{ a } 30^\circ$ ), plegadas.   |
|  | 8. c.II. Erosivo-denudativas, medianamente disectadas con pendientes moderadas y suaves, ( $10 \text{ a } 25^\circ$ ), plegadas.  |
|  | 9. b.III. Erosivo-tectónicas, fuertemente fracturadas, medianamente disectadas y pendientes convexas ( $20 \text{ a } 45^\circ$ ), masivas con cimas aisladas puntiagudas.                |
|  | 10. c.III. Erosivo-tectónicas fuertemente fracturadas, medianamente disectadas y pendientes convexas ( $20 \text{ a } 45^\circ$ ), masivas con cimas aisladas puntiagudas.                |
|  | 11. d.I. Erosivo-denudativas, medianamente disectadas, con pendientes suaves ( $10 \text{ a } 30^\circ$ ), falladas con cimas aisladas y alargadas.                                       |
|  | 12. d.I. Erosivo-denudativas, medianamente disectadas, con pendientes moderadas y suaves ( $10 \text{ a } 30^\circ$ ), plegadas.  |
|  | 13. d.II. Erosivo-denudativas, medianamente disectadas, con pendientes moderadas y suaves ( $10 \text{ a } 30^\circ$ ), plegadas.   |
|  | 14. d.III. Erosivo-tectónicas fuertemente fracturadas, medianamente disectadas y pendientes convexas ( $20 \text{ a } 45^\circ$ ), masivas.   |
|  | 15. e.IV. Denudativo-acumulativo de llanuras y planos de inundación, planas sin diferenciación de niveles.  |
|  | 16. f.IV. Acumulativas con presencia de relieve antrópico.  |

#### Otros elementos

 Cauce

 Vaso de presa

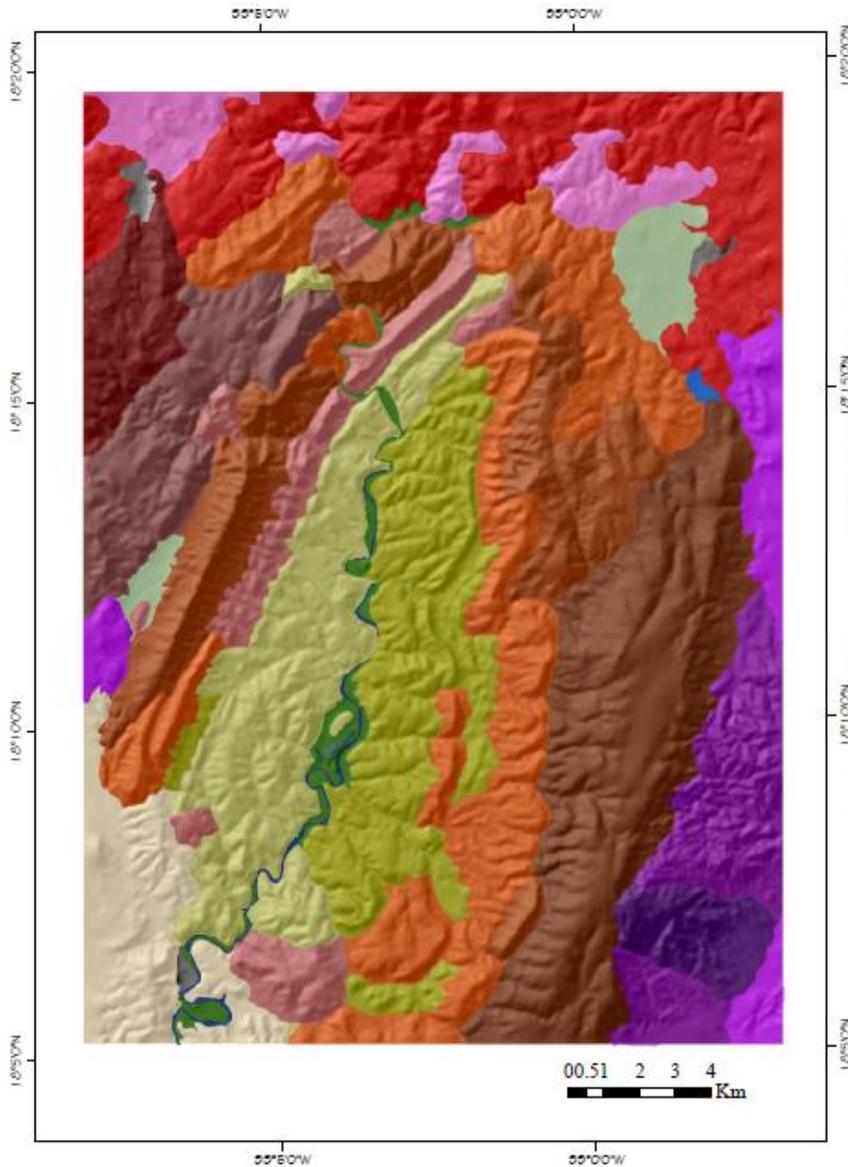


Figura 40. Mapa Morfogenético

## Relieve en estructura fallada (Cabalgadura)

Son aquellas unidades pertenecientes a las estructuras formadas por el régimen frágil, donde la resistencia de los materiales, así como la velocidad de formación dan como resultado el fracturamiento de las unidades y mayor exposición a diferentes agentes y factores del modelado del relieve, en comparación con el relieve de estructuras plegadas. En este caso, se presentan tres estructuras principales del tipo fallado (la cabalgadura perteneciente al Cerro Cotiliguio, presente en la parte oriental del área de estudio, en la parte central se encuentra la cabalgadura representada por el Cerro Cuatelihui, justo al oriente del sinclinal de Zacango y en la parte occidental la cabalgadura donde se encuentran el Cerro La Víbora y Cerro La Cruz), que se han ido modelando a lo largo de los últimos millones de años producto de los esfuerzos de deformación en la región tectónica activa en que se encuentra el área de estudio, determinando las subcategorías del relieve siguientes:

.- Montañas bajas (1400-1600 m) Erosivo-kársticas, medianamente disectadas, con superficies de planación (cumbrales) areales, en ejes alargados, con pendientes convexas (20 a >45 °), falladas (Cerro Cotiliguio).

.- Montañas pequeñas (1100-1400 m) Erosivo-denudativas, de fuerte a medianamente disectadas, con fragmentos aislados de cimas, con pendientes cóncavas (16 a > 45 °), falladas (Cerro La Cruz, Cerro La Víbora).

.- Premontañas (900-1100 m) Erosivo-denudativas, de mediana a ligeramente disectadas, con pendientes medias y suaves (10 a 30 °), con fragmentos de cimas aisladas y alargadas, con notable control estructural, falladas. (Cerro Cuatelihui)

.- Lomeríos (< 900m) Erosivo-kársticas, disectadas, con ejes alargados, con pendientes desde (16 a >45 °), formando parte del eje estructural de cabalgadura representado por el Cerro Cuatelihui).

## Relieve en estructura plegada

Se refiere a afloramientos de rocas estratificadas, que originalmente se depositaron de manera horizontal, pero debido a su posición dentro de zonas tectónicamente activas o con influencia por esfuerzos tectónicos compresivos fueron deformadas, inclinándolos o curveándolos. En este caso, el relieve en estructura plegada se formó principalmente por los esfuerzos de acortamiento provocados por la orogenia Laramide. Subcategorías del relieve:

.- Montañas pequeñas (1100 - 1400 m) Erosivo-kársticas, fuertemente disectadas, en ejes alargados, con pendientes cóncavas y convexas (16 a >45 °), plegadas.

.- Premontañas (900 – 1100 m) Erosivo-denudativas, de mediana a ligeramente disectadas, con pendientes medias y suaves (10 a 30 °), con fragmentos de cimas aisladas y alargadas, 15 a 30 °, plegadas. (Representadas por el Cerro La Víbora y Cerro La Cruz)

.- Elevaciones menores o Lomeríos (< 900 m) Erosivo-denudativas, medianamente disectadas con pendientes moderadas y suaves, (10 a 30 °) plegadas.

## Relieve ígneo endógeno

Las estructuras volcánicas presentes están constituidas por rocas y depósitos que han quedado expuestas debido al intemperismo y erosión a lo largo del tiempo. La mayoría de rocas de este tipo de relieve se encuentra en la parte norte y pertenece a la historia evolutiva del Cinturón Volcánico Transmexicano. La mayor parte de estos tipos de relieve se encuentran fuertemente fracturados, formas convexas (desde los 20 a los 45° de pendiente), en orden masivo y con cimas puntiagudas. Subcategorías del relieve:

.- Premontañas (900 – 1100 m) Erosivo-tectónicas fuertemente fracturadas, medianamente disectadas y pendientes convexas (20 a 45 °) masivas, con cimas aisladas puntiagudas.

.- Elevaciones menores o Lomeríos (< 900 m) Erosivo-tectónicas fuertemente fracturadas, medianamente disectadas y pendientes convexas (20 a 45 °) masivas.

#### Relieve exógeno

Generalmente de tipo erosivo acumulativo, de carácter fluvial y lacustre, durante el cuaternario. Las subcategorías designadas se dieron según la altitud a la que se encontraron, en cuanto a su origen y desarrollo, de manera general se presentaron características tales como pendientes semiplanas o planas, con presencia de relieve antrópico y planos de inundación. Subcategorías del relieve:

.- Llanura lacustre (800 - 900 m) Denudativo-acumulativa de llanuras y planos de inundación, planas, sin diferenciación de niveles.

.- Llanura aluvial (600 – 800 m) Acumulativas, con microrrelieve antrópico.

Cabe mencionar que las diferentes categorías y subcategorías del relieve mencionadas provienen desde distintos tipos de niveles litológicos, altitudinales y morfogenéticos, compartiendo rasgos de modelado y siendo completamente diferentes en otros como el carácter litológico.

## Conclusiones

En la región de Atenango del Río-Huachinantla el análisis estructuro-geológico y geotectónico evolutivo, permitió al autor identificar y establecer las diferencias entre el plano estructural mesozoico-paleogénico, como basamento plegado laramídico y como raíces antiguas de la morfoestructura, que se puede definir como “plano estructuro-tectónico basal plegado”, y el plano estructural neógeno-cuaternario, como etapa modificada de la anterior durante los movimientos neotectónicos diferenciados, tanto verticales como horizontales, los cuales determinaron el “plano estructuro-tectónico reconstruido”, más reciente y que delinea los rasgos básicos de las morfoestructuras modernas del relieve, a través de sus categorías (montañas, lomeríos y llanuras) y subcategorías (montañas bajas y pequeñas, premontañas, lomeríos grandes, llanuras altas y medias).

La diferenciación espacial de ambos estilos - antiguo y moderno - permitió establecer, conjuntamente con el análisis estructuro-geomorfológico: (a) el mosaico de las tectomorfoestructuras, como elemento activo de la estructura interna y de la conformación energética del relieve; (b) el control litológico pasivo, como expresión litomorfoestructural en el modelado geomorfológico; (c) los que permitieron proponer una clasificación tipológica de las morfoestructuras, así como su representación cartográfica, bajo un enfoque sistémico y jerárquico de sus niveles clasificativos.

Por su estructura interna, se destacan las morfoestructuras plegadas, de bloques en plegamientos, sobrecorrimientos y monoclinales, masivas; mientras que por su posición con respecto al plano horizontal, se dividen en basculadas, inclinadas y escalonadas, existiendo manifestaciones de estructuras circulares y semicirculares, determinadas por manifestaciones de la actividad intrusiva en el área. De acuerdo con los tipos de basamento geológico (complejos carbonatado-calcáreo, sedimentario terrígeno, extrusivo y aluvial lacustre), su expresión en el modelado (relieve estructuro-tectónico, denudativo-tectónico, erosivo-acumulativo y acumulativo) y su

estructura interna, descrita anteriormente, fueron determinados 17 tipos de morfoestructuras.

El espectro geomorfológico de categorías y subcategorías está constituido por montañas bajas ( $1400 < H$ , altitud  $\leq 1\ 600$  m), montañas pequeñas ( $1\ 100 < H \leq 1\ 400$  m), premontañas ( $900 < H \leq 1\ 100$  m), lomeríos grandes, intramontanos ( $900\text{ m} < H$ ) y llanuras altas ( $800 < H \leq 900$  m;  $20 < h$ , altura relativa  $\leq 100$  m) y medias ( $600 < H \leq 650$  m;  $10 < h \leq 50$  m).

La región de Atenango del Río-Huachinantla mantiene rasgos estructurales antiguos muy pronunciados en su relieve, como anticlinales, sinclinales, frentes de sobrecorrimiento o cabalgadura, los cuales están cortados por fallas neotectónicas, conformando morfoestructuras montañosas, premontañosas y de lomeríos en monoclinales, que contrastan con las morfoestructuras masivas, formadas sobre el complejo magmático, y los sediplanos acumulativos, en las llanuras aluviales, y lacustres cuaternarias. Un importante papel juegan las zonas de falla y de fracturamiento intenso en el control de los patrones hidrográficos y la conformación de sus valles fluviales, como se presenta en el Río Amacuzac, orientados con dirección NNE-SSW en su tramo septentrional, y al N-S, en su sector meridional, dentro del área estudiada.

Desde el punto de vista morfogenético, dada la heterogeneidad litológica, se presentan relieves de tipo erosivo-kárstico, sobre el complejo carbonatado y calcáreo del Cretácico; erosivo-denudativo, sobre los complejos terrígeno del Turoniano-Maastrichtiano; y denudativo-acumulativo y acumulativo, sobre los depósitos cuaternarios, éstos últimos en las depresiones fluviales, valles de falla y en otras estructuras deprimidas en el contexto montañoso del territorio.

## **Bibliografía**

**Anderson, T.H., y Schmidt, V.A., 1983**, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico- Caribbean Sea region during Mesozoic time: GSA Bulletin, v. 94, p. 941-966.

**Cabral-Cano, E., Draper, G., Lang, H.R., y Harrison, C.G.A., 2000a**, Constraining the Late Mesozoic and Early Tertiary tectonic evolution of southern Mexico: structure and deformation history of the Tierra Caliente region: The Journal of Geology, v. 108, p. 427-446.

**Cabral-Cano, E., Lang, H.R., y Harrison, C.G.A., 2000b**, Stratigraphic assessment of the Arcelia.Teloloapan area, southern Mexico: implication for southern Mexico's post-Neocomian tectonic evolution: Journal of South American Earth Sciences, v. 13, p. 443-457.

**Campa, M.F., Oviedo, R., and Tardy, M., 1976**, La cabalgadura laramídica del dominio volcano-sedimentario (Arco de Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los estados de Guerrero y México: III Congreso Latino-Americano de Geología, México, Resúmenes, p. 23.

**Campa-Uranga, M.F., y Ramírez, J., 1979**, La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero: Universidad Autónoma de Guerrero, serie Técnico-Científica 1, 101 pp.

**Campa-Uranga, M.F., Ramírez, J., Flores, R., Coney, P.J., 1980**, Terrenos tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos: V Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, México D.F., 29 pp.

**Campa-Uranga, U. M. F. y Coney, P. J. 1983**. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1040-1051.

**Campa-Uranga M. F., Fitz E., y Martínez E. 2002**. Revisión de la edad de la Fm. Oapan y su significado en el graben de San Agustín Oapan y el Sinclinorio de Zacango, Estado de Guerrero. III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Resúmenes, GEOS-UGM, Boletín informativo, Vol. 22, No. 2.

**Carrillo-Martínez, M., y Martínez, E., 1983**, Evidencias de facies continentales en la Formación Matzitzi, Estado de Puebla: Revista del Instituto de Geología, v. 5, 117-118.

**Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., y Iriondo, A., 2003**, Geologic and tectonic evolution of the western Guerrero terrane-a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico: En: Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4-7, 2003, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, 201- 228.

**Centeno-García E., Guerrero-Suastegui M., y Talvera-Mendonza O., 2008**, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a suprasubduction zone: Geological Society of America Special Paper.

**Cerca, M., 2004**, Deformación y magmatismo Cretácico tardío-Terciario temprano en la zona de la Plataforma Guerrero-Morelos. Tesis de doctorado, UNAM, Centro de Geociencias, Campus UNAM Juriquilla, Qro.

**Cerca, M., Ferrari, L., Chávez Cabello, G., Calmus, T., 2004**. La deformación Laramide en México: una evolución no resuelta. GEOS, 24 (2):306.

**Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., Iriondo, A., 2007**, Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, northern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction: Tectonics, v. 26, doi: 10.1029/2006TC001981

**Cerca, M., Ferrari, L., Corti, G., Bonini, M., Tolson, G., Manetti, P., 2008** (en prensa), Geological evolution of the southern margin of Mexico (Xolapa complex) during the Early Tertiary: a discussion based on analogue models. en: James, K.H., M.A., Lorente y J., Pindell (eds.), Geology of the area between North and South America, with focus on the origin of the Caribbean Plate: Geological Society, London, Special Publication.

**Consejo de Recursos Minerales, ERCT-UAG. 1997.** Mapa geológico-minero Chilpancingo. Escala 1:250,000 (E14-8), Consejo de Recursos Minerales, Pachuca, Hgo., México.

**Consejo de Recursos Minerales, 1998a.** Carta geológico-minera y geoquímica de la Cuernavaca. Escala 1:250,000 (E14-5), Consejo de Recursos Minerales, Pachuca, Hgo., México.

**Corona-Chávez, P., Poli, S., y Bigioggero, B., 2006,** Syn-deformational migmatites and magmatic-arc metamorphism in the Xolapa Complex, southern Mexico: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 24, p. 169-191, doi: 10.1111/j.1525-1314.2006.00632.x.

**Dávila-Alcocer, V. M., 1974,** Geología del área de Atenango del Río, Estado de Guerrero. Tesis de Ingeniero-Geólogo, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, D. F., 109 p.

**De Cserna, Z., 1965,** Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, estado de Guerrero: UNAM, Instituto de Geología, Boletín v. 62, 77 p.

**De Cserna, Z., Ortega-Gutiérrez, F., y Palacios-Nieto, M., 1980,** Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla, En *Sociedad Geológica Mexicana, Libro Guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto Río Balsas. V Convención Geológica Nacional*, 2-33.

**De Cserna, Z., Fries, C. Jr., 1981,** Hoja Taxco 14Q-h (7), y Resumen de la Geología de la Hoja Taxco, Estados de Guerrero, México y Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Series, mapa (1:100,00) y texto, 47 p.

**De Pedraza, G., J., 1996,** *Geomorfología A., Principios, Métodos y Aplicaciones.* Ed. Rueda. Madrid. 414 p.

**Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., York, D., y Hall, C.M., 1992,** Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 29, p. 1590-1604.

**Dickinson, W.R., Klute, M.A., Hayes, M.J., Janecke, S.U., Lundin, E.R., McKittrick, M.A., Olivares, M.D., 1988**, Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region: GSA Bulletin, v. 100, p. 1023-1039.

**Dickinson, W., y Lawton, T., 2001**, Carbonaceous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: GSA Bulletin, v. 113, p. 1142-1160.

**Elías-Herrera, M., y Ortega-Gutiérrez, F., 1998**, The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center-Comment: Tectonophysics, v. 292, p. 321-326.

**Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macias-Romo, C., 2000**, Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation: Journal of South American Science, v. 13, p. 355-375.

**Elías-Herrera, M., y Ortega-Gutiérrez, F., 2002**, Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlan Complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications: Tectonics, v. 21, n. 3, p. 1-18.

**Finch, R.C., y Ritchie, A.W., 1991**, The Guayape fault system, Honduras, Central America: Journal of South American Earth Sciences, v. 4, p. 43-60.

**Fitz-Díaz, E., y Campa-Uranga, M. F., 2002**. Fechamiento de lavas andesíticas de la Fm. Zicapa, en el límite oriental de la PGM. III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Resúmenes, GEOS 22 (2).

**Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Camprubí, A., Rubio-Ramos, M.A., y Prol-Ledesma, R.M., 2008**, Deformación, vetas, inclusiones fluidas y la evolución tectónica de las rocas cretácicas de Valle de Bravo, Estado de México, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 25, n. 1, 59-81

**Fries, C. Jr., 1960**, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín n. 60, 236 p.

**García-Palomo A., Zamorano J. J., López-Miguel C., Galván-García A., Carlos-Valerio V., Ortega R., Macías J. L., 2008** El arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Num.1. p.158-178.

**Gordon, M., y Muehlberger, W., 1994**, Rotation of the Chortís block causes dextral slip on the Guayape fault, *Tectonics*, v. 13, p.858-872.

**Guerrero-Suastegui, M., Ramírez-Espinosa, J., Talavera-Mendoza, O., Campa-Uranga, M.F., 1991**, El desarrollo carbonatado del Cretácico Inferior asociado al arco de Teloloapan, Noroccidente del Estado de Guerrero: Convención sobre

**Guerrero-Suastegui, M., 2004**, Depositional and Tectonic History of the Guerrero Terrane, Sierra Madre de Sur; with Emphasis on Sedimentary Successions of the Teloloapan Area, southwestern Mexico: [Tesis de Doctorado], Department of Earth Sciences, Memorial University, Newfoundland, Canadá, 600 pp.

**Harlow, G.E., Hemming, S.R., Avé Lallemant H.G., Sisson, V.B., y Sorensen, S.S., 2004**, Two high pressure-low temperature serpentinite-matrix mélange belts, Motagua fault zone, Guatemala: A record of Aptian and Maastrichtian collision: *Geology*, v.32, n.1, p.17-20.

**Henry C. D., and Aranda-Gomez J. 1992**. The real southern Basin and Range: Mid-to Late-Cenozoic extension in Mexico. *Geology* 20, 701 – 704.

**Hernandez-Romano, U. 1999**, Facies stratigraphy and diagenesis of the Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos Platform, southern Mexico. Reading, UK, University of Reading. Postgraduate Research Institute for Sedimentology, Ph. D. Thesis, 322 p.

**Hernandez-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martinez-Medrano, M, y Barceló-Duarte, J. 1997**, Guerrero-Morelos Platform drowning at the Cenomanian-Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico. *Cretaceous Research*, 18, 661-686.

**Hernández-Santana, J. R., M. A. Ortiz Pérez, A. R. Magaz García, J. L. Díaz Díaz y J. J. Zamorano Orozco, 1994,** Estilos geotectónicos bidimensionales y tridimensionales de interrelación interbloques: una nueva categoría neotectónica para la determinación de morfoestructuras montañosas, Investigaciones Geográficas, Boletín, núm. 28, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 9-32.

**Hernández-Santana, J. R., A. R. Magaz García, M. A. Ortiz Pérez y J. J. Zamorano Orozco 1995,** Clasificación morfoestructural (tipológica) y morfotectónica (regional) del relieve oriental cubano: modelo insular de transición interplacas, Investigaciones Geográficas, Boletín, núm. especial 3, Instituto de Geografía, UNAM, México pp.13-35.

**Hernández-Santana, J. R., M. A. Ortiz Pérez y J. J. Zamorano Orozco 1996,** Regionalización morfoestructural de la Sierra Madre del Sur, México, Investigaciones Geográficas, Boletín, núm. 31, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 45-67.

**Hernández-Santana, J. R. y M. A. Ortiz Pérez, 2001,** Morfoestructuras del estado de Oaxaca, a escala 1: 500 000, Instituto de Geografía, UNAM, México.

**Hernández-Santana, J. R. y M. A. Ortiz Pérez, 2005,** Análisis morfoestructural de las cuencas hidrográficas de los ríos Sabana y Papagayo (tercio medio-inferior), estado de Guerrero, México. Boletín, núm. 56, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 7-25.

**Hernández-Santana, J. R., J., Lugo Hubp, M. A., Ortiz Pérez, 2007.** Morfoestructuras regionales, a escala 1:8 000 000. En Nuevo Atlas Nacional de México. Instituto de Geografía, UNAM, Primera Edición, NA-III-1, 3 hojas. ISBN. 978-970-32-5047-9.

**Hernández-Santana J. R., Ortíz-Perez M. A., Mah Eng-Figueroa M., 2009,** Análisis morfoestructural del estado de Oaxaca, México: Un enfoque de clasificación tipológica del relieve. Boletín del Instituto de Geografía, UNAM.

**Hernández-Treviño, T., Torres de León, R., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Hernández-Bernal, M.S., Morales-Contreras, J.J., 2004,** Edad de la Formación Chapolapa en la localidad del Río Cochoapa al este del Ocotito, estado de Guerrero: IV Reunión Mexicana de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Gro., pp. 338.

**Herrmann, U.R., Nelson, B.K. y Ratschbacher, L., 1994**, The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa Complex (southern Mexico): *Tectonics*, v. 13, 455-474.

**Instituto de Geografía (2007)**. Carta de climas, Atlas nacional de México. IG. UNAM.

**Keppie, J. D., and Morán-Zenteno, D. 2003**. Alternative Cenozoic reconstructions for the Chortis Block relative to southern Mexico. Geological Society of America 99th Cordilleran Section Meeting 2003, Abstract with Programs, Paper 36-1.

**Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., y López, R., 2003**, Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxaca complex, southern Mexico: tectonic implications: *Precambrian Research*, v. 120, p. 365-389.

**Keppie, D.J., 2004**, Terranes of Mexico revisited: a 1.3 billion year odyssey: *International Geology Review*, v. 46, p. 765-794.

**Keppie, J.D., y Morán-Zenteno, D.J., 2005**, Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for Southern Mexico and the Chortis block: *International Geology Review*, v. 47, p. 473-491

**Kostenko, N.P., 1976**, Geomorfología estructural aplicada: resumen del curso dictado en Septiembre – Octubre de 1975. Instituto de Geografía de la UNAM. 226 pp.

**Kostenko, N. P., 1980**, Geomorfología estructural. Instituto de Geografía, UNAM, México.

**Lang, H.R., Barros, J.A., Cabral-Cano, E., Draper, G., Harrison, C.G.A., Jansma, P.E., Johnson, C.A., 1996**, Terrane deletion in northern Guerrero state: *Geofísica Internacional*, v. 35 (4), p. 349-359.

**Lang H. R., and Frerichs, W. E., 1998**, New planktic foraminiferal data documenting Conician age for Laramide Orogeny onset and pelooceanography in southern Mexico, *Journal of Geology* 106, 635-640.

**Lugo-Hubp, J. I., 1988**, Elementos de Geomorfología Aplicada, Instituto de Geografía UNAM, México.

**Ferrari, L., Orozco-Esquivel, M.T., Manea, V., Manea, M., 2011**, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, Invited review paper, doi:10.1016/j.tecto.2011.09.018.

**Malfait, B.T., y Dinkelman, M.G., 1972**, Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate: *GSA Bulletin*, v. 83, p. 251-272.

**Mills, R. A., 1998**, Carbonate detritus and mylonite zones in Guerrero, Mexico and northern Honduras: new evidence for detachment of the Chortís block from southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 291-307.

**Martiny, B., Martínez-Serrano, R., Morán-Zenteno, D.J., Macías-Romo, C., Ayuso, R., 2000**, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks in western Oaxaca, southern Mexico: *Tectonophysics*, v. 318, p. 71-98.

**Meschede, M., Frisch, W., Herrmann, U.R. y Ratschbacher, R., 1997**, Stress transmission across an active plate boundary: an example for southern Mexico: *Tectonophysics*, v. 266, 81-100.

**Meza-Figueroa, D., Valencia-Moreno, M., Valencia, V. A., Ochoa-Landín, L., Pérez-Segura, E., Díaz- Salgado, C., 2003**, Major and trace element geochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Laramide plutonic rocks associated with goldbearing Fe skarn deposits in Guerrero state, southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 205-217.

**Mills, R. A. 1998**. Carbonate detritus and mylonite zones in Guerrero, Mexico and northern Honduras: new evidence for detachment of the Chortis block from southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 11 (3), 291 – 307.

**Morán-Zenteno, D.J., 1992**, Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero: [PhD Thesis], Universidad Autónoma de México, México DF, 175 pp.

**Morán-Zenteno, D. J., Corona-Chavez, P., y Tolson, G. 1996**. Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 141, 51-65.

**Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., Alba-Aldave, L., González-Torres, E., Hernández-Treviño, T., Alanis-Alvarez, S.A., 2003**, Tertiary magmatism and tectonic deformation along the Cuernavaca-Acapulco transect: In: Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4-7, 2003, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, 261-280.

**Morán-Zenteno, D. J., Cerca, M., Keppie, J. D., 2005**, La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LII, No. 1, p. 319-341.

**Monod, O., Busnardo, R.; Guerrero-Suastegui, M. 2000**, Late Albian ammonites from the carbonate cover of the Teloloapan arc volcanic rocks (Guerrero State, Mexico). Journal of South American Earth Sciences, Volume: 13, Issue: 4-5, pp. 377-388.

**Mortensen, J.K., Hall, B. V., Bissig, T., Friedman, R. M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., Gabites J.E., 2008**, Age and paleotectonic setting of volcanogenic massive sulphide deposits in the Guerrero terrane of Central Mexico: constraints from U-Pb age and Pb isotope studies: Economic Geology, v. 103, p. 117-140.

**Nieto-Samaniego A., Ferrari L., Alaniz-Alvarez S., Labarthe-Hernandez G., y Rosas-Elguera J. 1999**, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. Geological Society of America Bulletin 111, 347-363.

**Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H., y Mendoza-Rosales, C.C., 2006**, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures: GSA Bulletin, v. 118, n. 1/2, p. 1868- 1882.

**Ortega-Gutierrez F. 1978**. Estratigrafía del complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca. Revista del Instituto de Geología, UNAM, 2, 112-131.

**Ortega-Gutiérrez, F., 1981**, Metamorphic belts in southern Mexico and their tectonic significance: *Geofísica Internacional*, v. 20, p. 112-131.

**Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldan-Quintana, J., Sánchez-Rubio, G., De la Fuente, M., 1990**, North America Continent-Ocean Transects program, Transect H-3: Acapulco trench to the Gulf of Mexico across southern Mexico. Geological Society of America, 1-9.

**Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., y Centeno-García, E., 1995**, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, v. 23, p. 1127-1130.

**Ortega-Gutiérrez, F., Elias-Herrera, M., Reyes Salas, A.M., Macias-Romo, C., y Lopez, R., 1999**, Late Ordovician-Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections: *Geology*, v.27, p. 719-722

**Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Solé-Viñas, J., Martens, U., Gómez-Tuena, A., Morán-Ical, S., Reyes- Salas, M., y Ortega-Obregón, C., 2004**, Polyphase high-temperature ecogite-facies metamorphism in the Chuacús Complex, Central Guatemala: Petrology, geochronology and tectonic implications: *International Geology Review*, v. 46, p. 445-470.

**Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Ortega-Obregón, Elías-Herrera, M., Martens, U., Morán-Ical, S., Chiquín, M., Keppie, J.D., Torres de León, R., y Schaaf, P., 2007**, The Maya-Chortís Boundary: A Tectonostratigraphic Approach: *International Geology Review*, v. 49, p. 996-1024.

**Ortíz-Hernández, E., Yta, M., Talavera-Mendoza, O., Lapierre, H., Monod, O., Tardy, M., 1991**, Origine intra-pacifique des formations pluto-volcaniques d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du Mexique centro-méridional: *C. R. Acad. Sci.*, v. 312, p. 399-406.

**Pantoja-Alor, J., 1970**, Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centroseptentrional de Oaxaca: *Sociedad Geológica Mexicana, Libreto-guía de la Excursión México-Oaxaca*, pp. 67-84.

**Pantoja-Alór, J., y Gómez-Caballero, J.A., 2003**, Geologic features and biostratigraphy of the Cretaceous of southwestern México (Guerrero Terrane) in Alcayde, M., and Gómez-Caballero, A., eds., Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4-7, 2003, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Special Paper, v. 1, p. 229-260.

**Perrilliat, M.C., Vega, F., Corona, R., 2000**, Early Maastrichtian mollusca from the Mexcala Formation of the State of Guerrero, southern Mexico: *Journal of Paleontology*, v. 74 (1), p. 7-24.

**Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman, W.C., III, Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labrecque, J., Haxby, W., 1988**, A plate kinematic framework for models of the Caribbean evolution: *Tectonophysics*, v. 155, p. 121– 138.

**Pindell, J., Kennan, W.V., Maresch, K.-P., Stanek, G., Draper, Higgs, R., 2005**, Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins, *GSA Special Paper*, v. 394, p. 7-52.

**Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., y Frisch, W. 1991**. Second look at suspect terranes in southern Mexico. *Geology*, 19, 1233-1236.

**Ramírez-Espinoza, J., Campa-Uranga, M.F., Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suástegui, M., 1991**, Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas: Congreso Evolución Geológica de México, Soc. Mex. Miner., Instituto de Geología, UNAM, Memorias, p. 163-166.

**Ramirez-Herrera M. T., 1990**, Análisis morfoestructural de la Faja Volcánica Transmexicana. Tesis de Maestría. UNAM. Facultad de Filosofía y Letras. México.

**Riller, U., Ratschbacher, L., Frisch, W., 1992**, Left-lateral transtension along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 5, no. 3-4, p. 237-249.

**Ritchie, A.W., y Finch, R.C., 1985**, Widespread Jurassic strata on the Chortis block of the Caribbean plate: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 17, p. 700-701.

**Robison, R., y Pantoja-Alor, J., 1968**, Tremadocian trilobites from Nochixtlan region, Oaxaca, Mexico: Journal of Paleontology, v. 42, p. 767-800.

**Rodríguez-Lomelí A.G., 2011**, Análisis Geomorfológico de la parte central del Estado de Chiapas. Tesis de Licenciatura. UNAM. Facultad de Filosofía y Letras. México.

**Rogers, R. D., 2003**, Jurassic-Recent tectonic and stratigraphic history of the Chortis block of Honduras and Nicaragua (northern Central America), The University of Texas at Austin, Ph. D. dissertation, 289 p

**Ross, M.I., y Scotese, C.E., 1988**, A hierarchical model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: Tectonophysics, v. 155, p. 139-168.

**Sabanero S. M. H., Salinas P. J. C., Talavera M. O., Campa U. M. F., Sanchez R. L. E. 1996**, Informe final de la carta geológico-minera y geoquímica de Chiautla, Edo de Puebla, escala 1:50,000, hoja INEGI E14B72. Convenio Consejo de Recursos Minerales – Escuela Regional de Ciencias de la Tierra. 105 pp.

**Sabanero-Sosa, M. H. 1990**, La ruptura del extremo austral de la Plataforma Guerrero Morelos, determinado por la acreción constructiva transformante del Terreno Xolapa. Tesis profesional inédita. ESIA Instituto Politécnico Nacional, 126 p.

**Salinas-Prieto, J.C., 1986**, Estudio Geológico de la Porción Occidental de la Región de la Montana, Estado de Guerrero, Tesis profesional, ESIA Instituto Politécnico Nacional, 85 pp.

**Salinas-Prieto, J. C. 1994** Etude structurale du sud-ouest mexicain (Guerrero): Analyse microtectonique des deformations ductiles du Tertiaire Inférieur. Thèse doctorale inédite. Université d'Orléans, Orléans Géosciences Mémoire 16, 226 p.

**Salinas-Prieto, J.C., Monod, O., Faure, M., 2000**, Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico): Journal of South American Earth Science, v. 13, p. 389-402.

**Sánchez-Barreda, L. A., 1981**, Geologic evolution of the continental margin of the Gulf of Tehuantepec in southern Mexico: [Tesis de Doctorado] Austin, Texas, University of Texas.

**Sánchez-Zavala, J.L., Ortega-Gutiérrez, F., Keppie, J.D., Jenner, G.A., Belousova, E., y Maciás-Romo, C., 2004**, Ordovician and Mesoproterozoic Zircons from the Tecamate Formation and Esperanza Granitoids, Acatlán Complex, Southern Mexico: Local Provenance in the Acatlán and Oaxacan Complexes: *International Geology Review*, v. 46, n. 11, p. 1005-1021.

**Sedlock, R. L., Ortega-Gutierrez, F. y Speed, R. C. 1993**, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 278, 153.

**Silva-Romo, G., 2008**, Guayape-Papalutla fault system: A continuous Cretaceous structure from southern Mexico to the Chortís block? *Tectonic implications: Geology*, v. 36, n. 1, p. 75-78.

**Schlaepfer, C.J., 1970**, Geología Terciaria del área de Yanhuitlán-Nochistlán, Oaxaca, en Segura L.R., and Rodríguez-Torres, R., eds., *Libreto Guía de la Excursión México-Oaxaca*, México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, Guidebook, p. 85-96.

**Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.F., López, R., y Hames, W.E., 2003**, 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen: *Tectonophysics*, v. 365, 257-282.

**Solari, L., Torres de León, R., Hernández Pineda, G., Solé, J., Solís-Pichardo, G., y Hernández-Treviño, T., 2007**, Tectonic significance of Cretaceous-Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico: *GSA Bulletin*, doi: 10.1130/B26023.1

**Talavera-Mendoza, O., 1993**, Les formations orogéniques mésozoïques du Guerrero (Mexique méridional). Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des cordillères mexicaines [Ph.D Thesis] Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France, 462 pp.

**Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinoza, J., y Guerrero-Suastegui, M., 1995**, Petrology and geochemistry of the Teloloapan Subterranean: A lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc: *Geofísica Internacional*, v. 34, p. 3-22.

**Talavera-Mendoza, O., y Guerrero-Suastegui, M., 2000**, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implication for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic: *Journal of South Am. Earth Science*, v. 13, p. 297-324.

**Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A., y Centeno-García, E., 2007**, Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of the southwestern North America during the late Mesozoic: *GSA Bulletin*, v. 119, p. 1052-1065.

**Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.B., Mercier De Lepinay, B., Beck, C., Martinez, J., Talavera-Mendoza, O., Ortiz, E., Stein, G., Bourdier, J.L., Yta, M., 1994**, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous: *Tectonophysics*, v. 230, p.49-73.

**Tolson-Jones, G., 1998**, Deformación, exhumación y geotectónica de la margen continental de Oaxaca: datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos: [Ph.D. Thesis], Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, Posgrado en Geofísica, México D.F., 98 pp.

**Weber B., Meschde M., Ratschbacher L., and Frisch W. 1997**, Structure and kinematic history of the Acatlan Complex in the Nuevos Horizontes – San Bernardo region, Puebla. *Geofísica Internacional*.

**Vidal-Serratos, R., 1986**, Tectónica de la región de Zihuatanejo, Guerrero, Sierra Madre del Sur: [Tesis de Licenciatura] Instituto Politécnico Nacional, Ciudad de México, México, 155 pp.

**Vidal-Serratos, R., 1991a**, Estratigrafía y tectónica de la región de Zihuatanejo, Estado de Guerrero, Sierra Madre del Sur: Convención sobre la evolución geológica de México, Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memoirs, p. 231-233.

**Vidal-Serratos, R., 1991b**, El miembro Posquelite de la Formación Zihuatanejo, evidencia estratigráfica de un sustrato continental para el arco Albiano de Zihuatanejo, Estado de Guerrero: Convención sobre la evolución geológica de México, Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memoirs, p. 228-229.

**Vidal, R., Campa, M.F., Buitrón, B.E., y Alencaster, G., 1980**, El conjunto petrotectónico de Zihuatanejo, Gro.-Coalcomán, Michoacán: V Convenio Geológico Nacional, Sociedad Geológica Mexicana, México D.F., Resúmenes.

**Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G. 1991**, Isotopic studies of the Acatlan Complex, southern Mexico: implications for Paleozoic North American tectonics: GSA Bulletin, v. 103, p. 817-828.

**Zamorano Orozco, J. J., M. A., Ortiz Pérez, M. T., Ramírez Herrera, J. R. Hernández Santana, 2000**, Meseta de Boniato y Graben de Santiago de Cuba: un enfoque geomorfológico de su desarrollo morfoestructural. Investigaciones Geográficas, 41:26-45.

## **Cartografía**

**INEGI, 2005**. Curvas de nivel en formato vectorial digital, cotas cada 20 m.

**INEGI, 2005**. Isolíneas de precipitación en formato vectorial digital, cotas cada 200 m.

**INEGI, 2005**. División de Provincias fisiográficas en formato vectorial digital.

**INEGI, 2005**. División de climas en formato vectorial digital.

**INEGI, 2005**. División de tipos de suelos en formato vectorial digital.

# **ANEXOS**

## CLASIFICACIÓN MORFO-CRONO-GENÉTICA DEL RELIEVE MODERNO

### 1-CATEGORÍAS Y SUBCATEGORÍAS DEL RELIEVE

#### MONTAÑAS, LOMERÍOS Y LLANURAS DE ESTILO NEOTECTÓNICO (N-Q)

- a. Montañas bajas ( $1400 < H \leq 1600$  msnm).
- b. Montañas pequeñas ( $1100 < H \leq 1400$  msnm).
- c. Premontañas ( $900 < H \leq 1100$  msnm).
- d. Lomeríos ( $900 < H$  msnm).
- e. Llanuras altas ( $800 < H \leq 900$  msnm).
- f. Llanuras medias ( $600 < H \leq 650$  msnm).

### 2-DIFERENCIACIÓN LITOLÓGICA DEL RELIEVE

**I - Relieve estructuro-tectónico, formado sobre complejos carbonatado y calcáreo (calizas, areniscas y lutitas) del cretácico, muy agrietados y con débil disolución kárstica.**

**II - Relieve denudativo-tectónico, formado sobre complejos sedimentarios (conglomerados) del paleógeno.**

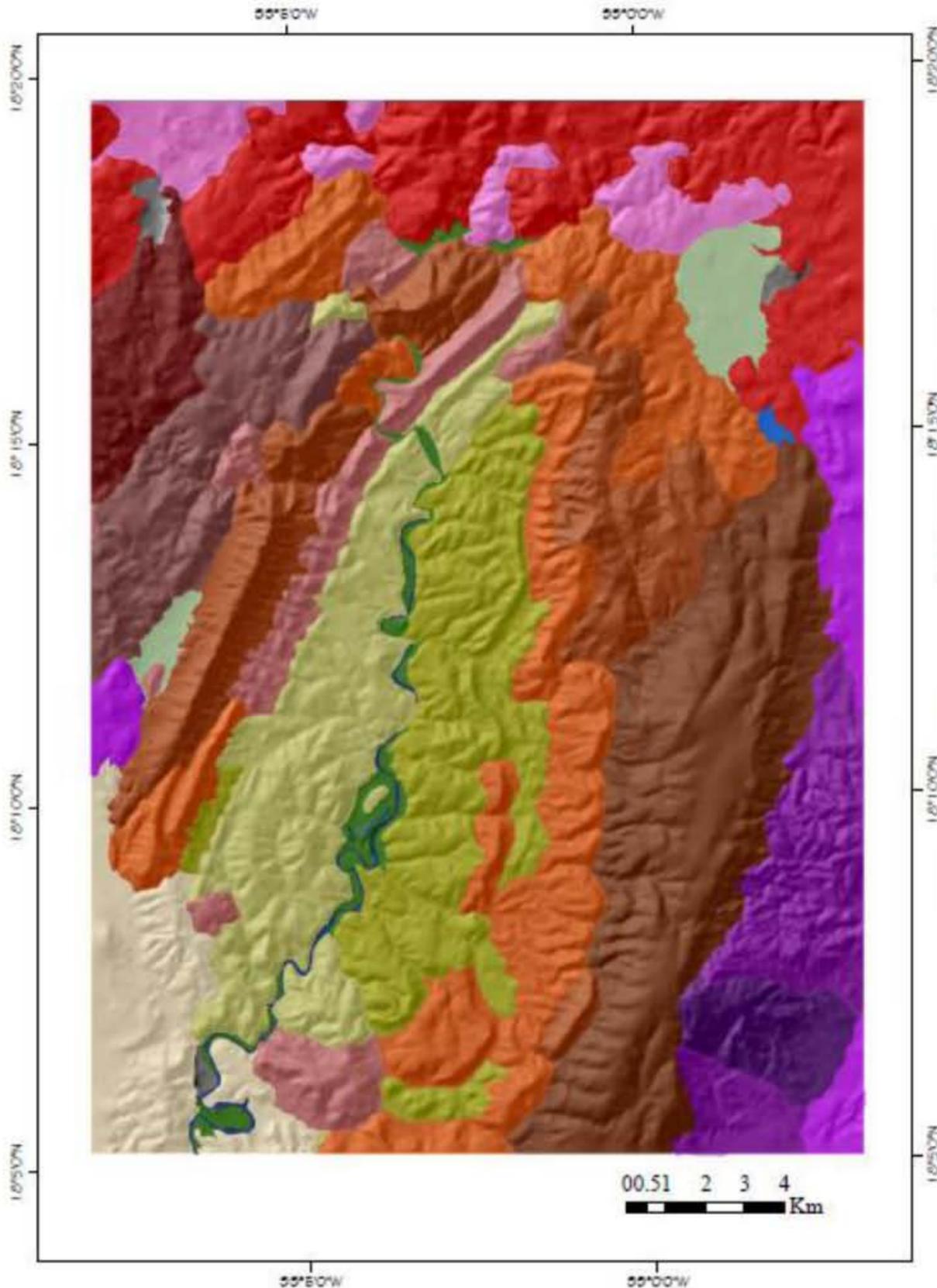
**III - Relieve erosivo-tectónico, formado sobre complejos extrusivos del paleógeno (andesitas y riolitas).**

**IV - Relieve acumulativo sobre depósitos aluviales y lacustres del cuaternario.**

- |   |  |
|---|--|
|    | 1. a.I. Erosivo-kársticas, medianamente disectadas, con superficies de planación (cumbrales) areales, en ejes alargados, con pendientes convexas ( $20$ a $>45^\circ$ ), falladas. |
|    | 2. b.I. Erosivo-denudativas, de fuerte a medianamente disectadas, con fragmentos aislados de cimas, con pendientes cóncavas ( $16$ a $>45^\circ$ ), falladas.                      |
|    | 3. c.I. Erosivo-denudativas, de mediana a ligeramente disectadas con pendientes medias y suaves ( $10$ a $30^\circ$ ), con fragmentos de cimas aisladas y alargadas, falladas.     |
|    | 4. b.II. Erosivo-kársticas, medianamente disectadas, en ejes alargados con pendientes cóncavas y convexas ( $16$ a $>45^\circ$ ), plegadas.  |
|    | 5. c.II. Erosivo-denudativas, de mediana a ligeramente disectadas, con pendientes medias y suaves ( $10$ a $30^\circ$ ), con fragmentos de cimas aisladas y alargadas, plegadas.   |
|    | 6. a.II. Erosivo-denudativas, fuertemente disectadas con pendientes moderadas y suaves, ( $10$ a $25^\circ$ ), plegadas.   |
|    | 7. b.II. Erosivo-denudativas, medianamente disectadas con pendientes moderadas y suaves ( $10$ a $30^\circ$ ), plegadas.   |
|   | 8. c.II. Erosivo-denudativas, medianamente disectadas con pendientes moderadas y suaves, ( $10$ a $25^\circ$ ), plegadas.  |
|  | 9. b.III. Erosivo-tectónicas, fuertemente fracturadas, medianamente disectadas y pendientes convexas ( $20$ a $45^\circ$ ), masivas con cimas aisladas puntiagudas.                |
|  | 10. c.III. Erosivo-tectónicas fuertemente fracturadas, medianamente disectadas y pendientes convexas ( $20$ a $45^\circ$ ), masivas con cimas aisladas puntiagudas.                |
|  | 11. d.I. Erosivo-denudativas, medianamente disectadas, con pendientes suaves ( $10$ a $30^\circ$ ), falladas con cimas aisladas y alargadas.                                       |
|  | 12. d.I. Erosivo-denudativas, medianamente disectadas, con pendientes moderadas y suaves ( $10$ a $30^\circ$ ), plegadas.  |
|  | 13. d.II. Erosivo-denudativas, medianamente disectadas, con pendientes moderadas y suaves ( $10$ a $30^\circ$ ), plegadas.   |
|  | 14. d.III. Erosivo-tectónicas fuertemente fracturadas, medianamente disectadas y pendientes convexas ( $20$ a $45^\circ$ ), masivas.   |
|  | 15. e.IV. Denudativo-acumulativo de llanuras y planos de inundación, planas sin diferenciación de niveles.   |
|  | 16. f.IV. Acumulativas con presencia de relieve antrópico.   |

#### Otros elementos

-  Cauce
-  Vaso de presa



Universidad Nacional Autónoma de México

Instituto de Geografía

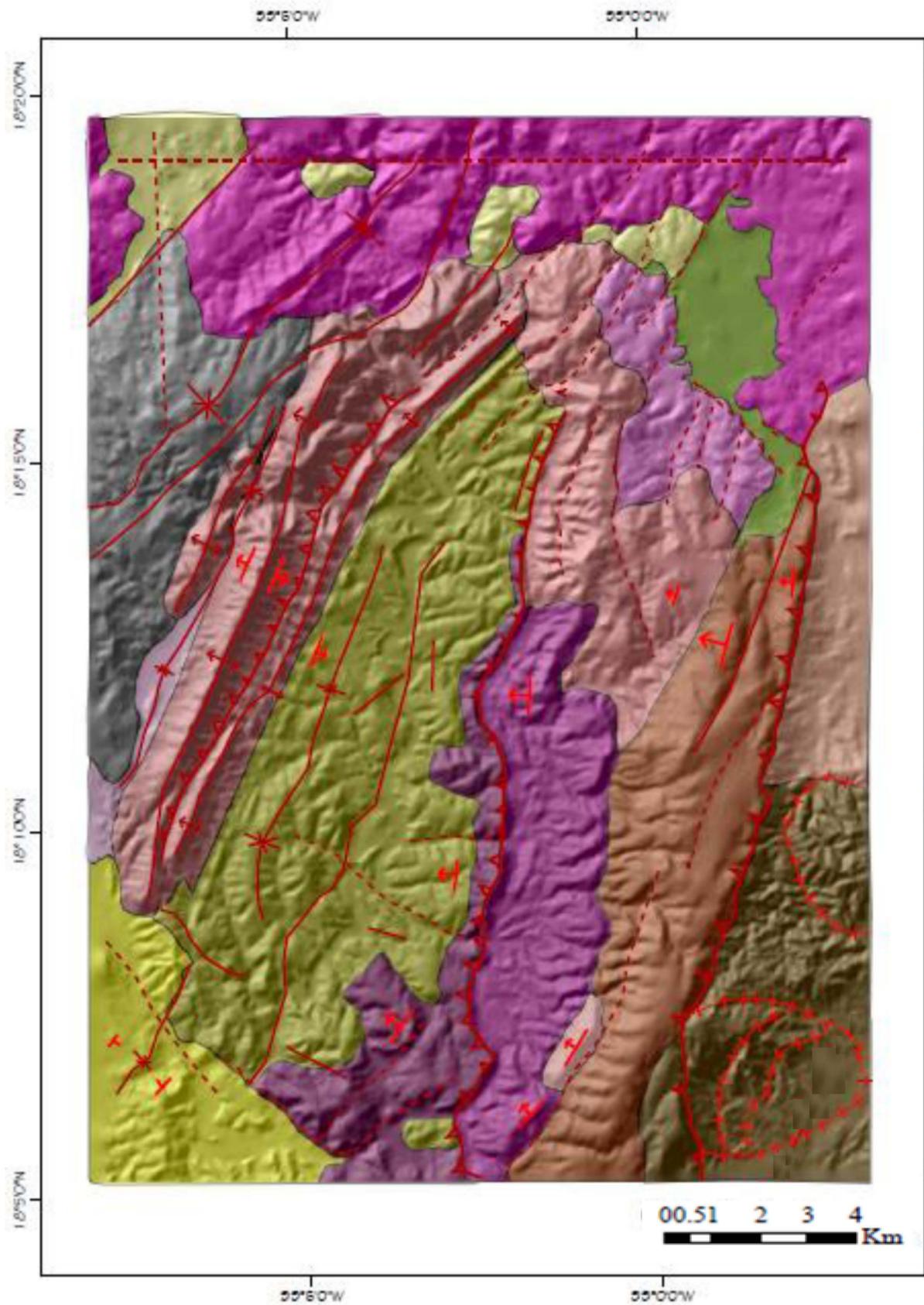
Colegio de Geografía

Tesis de Licenciatura

Autor: Jonathan Castrejón Gómez

Asesor: José Ramón Hernández Santana





# MORFOESTRUCTURAS DEL RELIEVE DE ATENANGO DEL RÍO-HUACHINANTLA, ESTADO DE GUERRERO, MÉXICO

- CLASIFICACIÓN GEOMORFOLÓGICA TIPOLOGICA DE LA EXPRESIÓN ESTRUCTURO-GEOLÓGICA EN EL RELIEVE MODERNO DEL TERRITORIO -

## III. MONTAÑAS (FORMADAS EN REGIONES DE INTENSOS MOVIMIENTOS NEOTECTÓNICOS).

### III. a. Montañas bajas (1400<H<1600m). Consolidadas en el Plioceno-Cuaternario.

- 1. Monoclinales, en mantos de sobrecorrimiento, en ocasiones escalonados.
- 2. Monoclinales, con patrones de estructuras circulares y anulares relacionadas con cuerpos intrusivos

### III. b. Montañas pequeñas (1100<H< 1400m). Consolidadas en el Plioceno-Cuaternario.

- 3. Anticlinales, en ejes alargados, con fuertes escarpes tectónicos.
- 4. Plegadas, en frentes de sobrecorrimiento, en ocasiones monoclinales.
- 5. Monoclinales, en mantos de sobrecorrimiento.
- 6. Monoclinales, en estructuras sinclinales con ejes extensos.
- 7. Masivas, falladas, en estructuras sinclinales con ejes extensos.

### III. c. Premontañas (900 <H< 1100m). Consolidadas en el Plioceno-Cuaternario.

- 8. Monoclinales, falladas, en escalones paralelos.
- 9. Monoclinales, en frentes de sobrecorrimiento, en escalones paralelos.
- 10. Masivas, en flancos de estructuras sinclinales con patrones paralelos de fallamiento.
- 11. Masivas, en sobrecorrimientos, fuertemente falladas en escalones paralelos.
- 12. Monoclinales, asociados con mantos de sobrecorrimiento.
- 13. Monoclinales, asociados a ejes de estructuras sinclinales.

### III. d. Lomeríos grandes (900<H). Formados en regiones de moderados movimientos neotectónicos del Plioceno superior-Cuaternario.

- 14. Monoclinales escalonados, asociados a ejes sinclinales inferidos en zona de articulación con frente de sobrecorrimiento.
- 15. Monoclinales, asociados a flancos sinclinales con poca fracturación interna.
- 16. Masivos, con patrón paralelo de fracturamiento.

### III.e,f. Llanuras altas (800<H<900m) y Medias (600<H<650m). Formadas en estructuras de graben, semigraben y valles de falla de débiles ascensos neotectónicos.

- 17. Sediplanos, horizontales en cuencas de semigraben y valles de falla.

### Principales estructuras

- Falla
- Eje de estructura anticlinal
- Basculamientos morfoestructurales
- Frentes de sobrecorrimiento
- Morfoalineamientos, según evidencias geomorfológicas
- Eje de estructura sinclinal
- Estructura circular

Universidad Nacional Autónoma de México

Instituto de Geografía

Colegio de Geografía

Tesis de Licenciatura

Autor: Jonathan Castrejón Gómez

Asesor: José Ramón Hernández Santana

