



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE MÉXICO



FACULTAD DE GEOGRAFÍA

“ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL DEL GRABEN DE IXTLAHUACA,
ATLACOMULCO Y ACAMBAY, ESTADO DE MÉXICO”

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

P R E S E N T A:

MARCO ANTONIO CRUZ PERALTA

DIRECTOR DE TESIS:

DR. LUIS MIGUEL ESPINOSA RODRÍGUEZ

REVISORES:

MTRO. ARMANDO REYES ENRÍQUEZ

MTRO. JULIO CESAR CARBAJAL MONROY

Octubre de 2017

“En las montañas está la libertad. Las fuentes de la degradación no llegan a las regiones puras del aire. El mundo está bien en aquellos lugares donde el ser humano no alcanza a tumbarlo con sus mentiras.”

Alexander von Humboldt

DEDICO ESTE TRABAJO CON TODO MI AMOR, RESPETO Y PROFUNDA ADMIRACIÓN A:

Mis padres: Anastasio y M. Rosa

Mis hermanos: Liz, Vianney, Yetze, Mich, Juan y Chris

Mis sobrinos: Arlette, Michelle, Oscar, Hanny y Haziél

Mi abuelita, tía y primos

Al amor de mi vida: Sandra Arely Lara

A mis amigos

Una especial dedicatoria a mis abuelos (†), que desde el cielo me han guiado durante mi camino.

Dios los bendiga, cuide y los proteja eternamente.

“Tenemos muchas fallas, pero todas son normales”

Mike Harris

AGRADECIMIENTOS

Son innumerables las personas con quienes estoy muy agradecido, ya sea de manera directa o indirecta, quizá algunas sin darse cuenta me aportaron mucho durante mi carrera y la realización de esta tesis. A todas estas personas mil gracias.

En primer lugar agradezco a Dios por haberme fortalecido, dándome la oportunidad de vivir con amor, paciencia y guiándome durante todo este camino, sin el nada hubiese sido posible.

Quiero agradecerle al Dr. Luis Miguel Espinosa Rodríguez todo lo que ha hecho por mí durante esta importante etapa de mi vida. Junto a él, estoy inmensamente agradecido con los Maestros Armando Reyes Enríquez y Julio Cesar Carbajal Monroy, por su colaboración, interés y dedicación para la revisión de este proyecto. Porque con sus conocimientos, experiencias y sobre todo por la pasión de hacer geografía de estos tres grandes maestros logre forjar un camino de conocimiento, apreciación y amor por la ciencia, pero más que nada agradezco su influencia sobre mi persona; he tenido la gran suerte de disfrutar de los consejos y el asesoramiento de todos ustedes, quienes me han enseñado cosas maravillosas y ayudado en todos los ámbitos de éste trabajo. Me siento realmente afortunado de haber contado con el apoyo de tres grandes profesionales como asesores de mi Licenciatura, a los que les estaré eternamente agradecido.

A mis Padres: Anastasio Cruz y M. Rosa Peralta

Siempre estaré en deuda con ustedes, pues gracias a su apoyo incondicional, ternura, amor, comprensión, paciencia y sus sabios consejos, puede hacer esto realidad. Gracias por creer en mí.

A mis hermanos: Liz, Vianney, Yetze, Mich, Juan y Chris

Gracias por ayudarme a crecer en muchos aspectos de mi vida, y por el cuidado y protección que siempre me han brindado, por darme la libertad de ser yo mismo, por compartir conmigo locuras, lágrimas y risas; gracias por sus maravillosos consejos que me fortalecen y apoyan cada día, gracias porque siempre hemos permanecido juntos como los grandes hermanos que somos.

Mis sobrinos: Arlette, Michelle, Oscar, Hanny y Haziél

Por ser la alegría de la familia, porque con sus sonrisas y su gran disfrutar de la vida me recuerdan que todos llevamos un alma infantil inquebrantable con ganas de descubrir nuevas cosas.

A mi abuelita Alicia, tía Jose y primos

Gracias por su amor y comprensión durante todo este tiempo, por permitirme estar convivir con ustedes durante esta larga etapa, reconozco su esfuerzo en todo momento gracias por estar al pendiente de mí, si su ayuda esto no hubiera sido posible.

Sandra Arely

Especialmente gracias al amor de mi vida, la persona más importante que tengo y con quien comparto esta aventura que es vivir, te amo Sandy.

Gracias por aguantarme, gracias por quererme, amarme, por estar cada día conmigo, porque nunca has dejado de creer en mí y por jamás dejarme solo en los más duros momentos.

Por ultimo quiero hacer un especial agradecimiento a dos personas maravillosas que Dios me dio la oportunidad de conocer, a María Matilde Garduño Sánchez (Güela †) y Felipa García (†), gracias por los hermosos momentos que compartieron desde mi infancia, hasta el último día que tuve la oportunidad de verlas, cada momento será un gran tesoro valioso que guardare eternamente en mi memoria, gracias por haber creído fielmente en mí, ¡ya dimos el primer gran paso!

Gracias por todo su amor, por compartir sueños e ilusiones, por haberme hecho tan feliz y sobre todo por hacer que me sienta tan orgulloso de mis raíces, infinitas gracias las recordare eternamente.

Índice

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	7
1.1. INTRODUCCIÓN	8
1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	9
1.3. JUSTIFICACIÓN	11
1.4. OBJETIVO GENERAL	12
1.5. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	12
1.6. VARIABLES	13
CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA	14
2.1. MAPA ALTIMÉTRICO	18
2.2. MAPA DE DENSIDAD DE DISECCIÓN	19
2.3. MAPA DE ENERGÍA DEL RELIEVE	20
2.4. MAPA DE PENDIENTES	21
2.5. MAPA DE ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL	22
2.6. MAPA DE MORFOLINEAMIENTOS	23
2.7. MAPA MORFOESTRUCTURAL	24
2.8. ANTECEDENTES	26
CAPÍTULO 3 MARCO TEÓRICO	30
3.1 ENFOQUE GEOGRÁFICO	31
3.2. GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL	33
3.3. MÉTODOS DE ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO ESTRUCTURAL	35
3.4. MODELOS GEOMÉTRICOS Y DESARROLLO DE PROCESOS	39
3.5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	44
CAPÍTULO 4. MARCO GEOLÓGICO	65
4.1. MARCO GEOLÓGICO	66
4.1.1. GEOLOGÍA REGIONAL	66
4.1.2 TECTÓNICA REGIONAL	71
4.1.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL	77
4.1.4. LITOLOGÍA LOCAL	80
CAPÍTULO 5. ANÁLISIS MORFOLÓGICO	84
5.1. CARTA ALTIMÉTRICA	85
5.2. CURVA HIPSOGRÁFICA	88

5.3. HIDROLOGÍA	92
5.4. ORDENES DE DRENAJE	95
CAPÍTULO 6. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO.....	98
6.1. DENSIDAD DE DISECCIÓN	99
6.2. MAPA DE ENERGÍA DEL RELIEVE.....	103
6.3. MAPA DE PENDIENTES	106
CAPÍTULO 7. ANÁLISIS MORFOGENÉTICO-ESTRUCTURAL	117
7.2. MAPA DE MORFOLINEAMIENTOS	118
Perfiles Geológicos-Geomorfológicos	124
Perfiles Geológicos-Geomorfológicos	127
7.1. ANÁLISIS MORFOGENÉTICO.....	129
CAPÍTULO 8. RESULTADOS Y CONCLUSIONES	158
1.1. DISCUSIÓN DE RESULTADOS	159
8.2. CONCLUSIONES.....	163
REFERENCIAS	166

CAPÍTULO 1.

INTRODUCCIÓN

El Tao que puede ser expresado no es el Tao Verdadero.
Se le puede dar nombres, pero no son el Nombre Verdadero.

Sin nombre es el origen del Cielo y de la Tierra.
Con nombre es la madre de todas las cosas.

No siendo, podemos contemplar su esencia.
Siendo, sólo vemos su apariencia.

Ser y no ser emanan de la misma fuente, aunque tienen nombres diferentes.
Ambos son un misterio.

Y en ese misterio está la Puesta a toda maravilla.

LAO TSE

1.1. INTRODUCCIÓN

Como parte de la Geografía la Geomorfología es concebida como una ciencia especializada en el estudio de los procesos y dinámica de las formas existentes en la superficie, son el conjunto de deformaciones de la Tierra, la clasificación del relieve en formas definidas por los procesos que le dieron origen y el conocimiento de los procesos actuales los cuales modifican a la superficie terrestre (Lugo, 1988).

“La Geomorfología es considerada como una ciencia puente entre la Geología y la Geografía que estudia una serie de problemas complejos y heterogéneos” (Kostenko, 1975) y trata del conocimiento de las formas de la superficie de la Tierra donde habitan los seres vivos, de ahí es donde radica la importancia en su estudio para la comprensión y aplicación de los conocimientos para la resolución de problemas. Sin embargo se debe tomar en consideración los factores climáticos como actores primordiales en la interpretación del paisaje debido a los cambios climáticos pasados.

La Geomorfología tiene como meta la elaboración de información, la cual permita conocer y entender los diversos procesos que se manifiestan en la superficie terrestre, con el fin de permitir un desarrollo adecuado de la sociedad y el ambiente.

En México hasta 1990 no se conocía acerca de las investigaciones sobre Geomorfología Estructural y Morfogenética; pero en otros países como Cuba, Rusia y España se han realizado varias de estas investigaciones, con el fin de analizar fallas geológicas activas, así también para conocer los rasgos distintivos de las morfoestructuras, sus tendencias de desarrollo, regularidades de formación y los mecanismos geotectónicos que determinan el relieve montañoso.

Este tipo de análisis es significativo para México, debido a que en la zona centro del país se encuentra del Sistema Volcánico Transversal el cual es afectado por movimientos tectónicos, desplazamientos horizontales y verticales de placas tectónicas, cuya actividad afectan también a la zona de estudio que se ubica en la parte noroeste del Estado de México, teniendo una relación directa con la zona de

subducción de las placas Cocos y Rivera bajo la placa Norteamericana. (Mooser, 1975).

Por lo anterior la zona centro del país es afectada por movimientos tectónicos, donde se encuentran la región geológicamente activa, que es el Sistema Volcánico Transversal constituido por distintos conjuntos como: fracturas, fallas y vulcanismo, que fueron originados por procesos de subducción y de desgarre continental y como consecuencia de ello ocasiono el sismo de septiembre de 1985, en la ciudad de México y el movimiento de falla a nivel local en Tixmadejé en 1912, la cual produjo caída de bloques afectando a la población que se encuentra en la localidad.

De acuerdo a lo anterior queda implícita la importancia de este estudio, el cual contribuirá al conocimiento de la distribución espacial morfogénica-estructural del relieve de la zona de analizada, y proporcionar bases para posibles investigaciones posteriores como el uso y manejo de recursos naturales, entre otros.

Por último, es importante mencionar que aunque el título del trabajo hace referencia a un Análisis Morfoestructural, él estudio no está circunscrito estrictamente a este análisis debido a que no se logró detallar la información, por lo que se estimó conveniente manejarlo como un Análisis Morfogénico debido a los resultados que fueron obtenidos.

1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En el ámbito nacional los trabajos geomorfológicos con enfoque morfoestructural, si bien no son desconocidos, tampoco son suficientes, lo que genera la necesidad de crear dicha información para dar solución a problemas de interés geográfico.

De manera particular, el Estado de México cuenta con pocos estudios basados en estas temáticas y a su vez, el escaso desarrollo de cartografía correspondiente que puede ser empleada en la resolución de problemas específicos y locales como la caída de bloques, el proceso de erosión, entre otros; cabe destacar que el presente estudio puede situarse en el campo del ordenamiento territorial y el riesgo,

permitiendo integrar razonamientos a partir desde un enfoque geosistémico favoreciendo a la resolución de problemas, así como la valoración del territorio para entender la dinámica del paisaje en sus diferentes estructuras.

En la zona de estudio perteneciente al graben de Acambay, Ixtlahuaca y Atlacomulco se encuentra un sistema de fallas paralelas normales las cuales no están estudiadas a profundidad y existe la posibilidad de que se conecten entre ellas.

Debido a que no se presenta microsismicidad en la falla Perales y Toxi (Pastores), no se han asociado sismos de manera directa en el recorrido de estas fallas, pero Urbina y Camacho (1913) mencionan que en el área del graben de Acambay se han presentado actividad sísmica, entre ellos el de 1912, con una magnitud de 7.0 que se localiza cerca de las dos fallas antes mencionadas, a los cuales se le puede atribuir la actividad y haciendo que estas se encuentren activas.

La falla de Toxi se extiende unos 25 kilómetros; sin embargo este proceso geológico puede seguirse por una longitud de más de 100 kilómetros, desde de la región de Maravatío, Michoacán al poniente, hasta la zona de Santa María Ilucan, Hidalgo al nororiente. La falla de Toxi puede considerarse como una sola falla. Sin embargo, hacia la parte occidental aparece un sistema de fallas escalonadas que mira siempre hacia el norte. La falla Toxi es una falla normal cuyo plano se inclina 65° al norte. Su orientación es EW en su porción occidental y, a partir de Atlacomulco, se flexiona paulatinamente hasta establecerse NE-SW hacia el oriental. (Valderrama, 2015).

La pregunta rectora de la presente investigación se centra en conocer ¿Cuál es la dinámica de las unidades morfogénicas que forman parte del graben de Ixtlahuaca, Atlacomulco y Acambay, Estado de México?

De acuerdo con lo anterior, en esta investigación se realizó cartografía morfogénica bajo los principios de las escuelas soviética, cubana y mexicana que aportan elementos de juicio y análisis para tratar a diversos elementos

fundamentales del armazón estructural, tales como la estructura y dinámica de la corteza terrestre, las rocas y los grandes conjuntos estructurales, a su vez retoman la forma del relieve a una escala en la que aparecen esencialmente condicionadas por la estructura tectónica y lítica donde se consideran las acciones de los agentes modeladores del relieve.

Lo que permitió conocer de manera detallada los diversos procesos presentes en la zona de estudio como la caída de bloques, erosión, remoción en masa entre otros, los cuales afectan directamente a las localidades que se encuentran en zona y generan un escenario de riesgo para los pobladores.

1.3. JUSTIFICACIÓN

Las investigaciones estructuro-geomorfológicas que se han desarrollado, tienen como objetivo principal conocer los rasgos distintivos de las morfoestructuras, las regularidades de su formación y los mecanismos geotectónicos que determinan el relieve, lo cual ayuda a interpretar la evolución geológica-geomorfológica de la región, no obstante el desarrollo de la misma brindará los elementos significativos del relieve a los tomadores de decisiones de cada uno de los municipios que integran el área de estudio.

El abordar un estudio con tales características puede parecer en su totalidad netamente geomorfológico, pero no es así, retomando la definición establecida por (Kostenko, 1975) establece que la Geomorfología es considerada como una ciencia puente entre la Geología y la Geografía en donde se abordan estudios de problemas complejos y heterogéneos y trata del conocimiento de las formas de la superficie de la Tierra, de ahí es donde radica la importancia en su estudio para la comprensión y aplicación de los conocimientos para la resolución de problemas tales como erosión, asentamientos humanos en zonas inestables y usos adecuados de los recursos naturales. Finalmente, la Geomorfología Estructural permite obtener herramientas y diversas metodologías, que permiten abordar el estudio de manera integral, para poder diagnosticar los procesos genéticos y endógenos, que se distinguen en la evolución geológica-geomorfológica de la región de estudio.

Con la información presentada en trabajo de investigación de tipo cartográfica y analítica se podrán generar planes de diferente índole como el de desarrollo urbano, ordenamiento territorial, carretero y turístico, lo que permitirá a futuro realizar una buena planeación, pero sobretodo los usos potenciales de los recursos naturales localizados dentro del área a su vez contribuirá en la generación de los atlas de riesgo para esta zona y así evitar que en el futuro se presenten catástrofes.

En términos generales, el trabajo se realizó con el propósito de difundir la importancia de este tipo de investigaciones, y su aplicación en otras áreas del conocimiento y generar nueva información que ayude a la solución de problemas de interés geográfico.

1.4. OBJETIVO GENERAL

Realizar un estudio morfogénético-estructural en la zona que corresponde al Graben de Ixtlahuaca, Atlacomulco y Acambay a partir de las evidencias geológicas y geomorfológicas existentes en el área de estudio.

1.5. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analizar y clasificar, de acuerdo con un enfoque tipológico, las características morfogénéticas de las principales unidades del relieve, los cuales constituyen el complejo territorio del graben de Ixtlahuaca, Atlacomulco y Acambay.
- Analizar los componentes morfotectónicos del relieve.
- Realizar un análisis morfogénético-estructural a través de las características morfológicas y morfométricas de la zona de estudio.

1.6. VARIABLES

Las variables de tipo cualitativo (*) y cuantitativo las cuales se emplearon en el presente trabajo se representa en el siguiente tabulado, donde se especifica lo que se conoce (variable dependiente) y las que se han seleccionado para resolver el problema de investigación (variable independiente).

Variables empleadas	
<i>Dependiente</i>	<i>Independiente</i>
Geología	*Tipo de roca Estructuras disyuntivas
Geomorfología	Morfológico *Morfogénesis *Forma *Evolución *Dinámica *Distribución
	Morfométrico Energía de relieve Densidad de disección Pendientes Ordene y Sistemas de drenaje Altimetría
	Morfoestructurales Morfolineamientos

Tabla 1. Variables empleadas para la investigación

CAPÍTULO 2.

METODOLOGÍA

Cuando todos los días resultan iguales es porque el hombre ha dejado de percibir las cosas buenas que surgen en su vida cada vez que el sol cruza el cielo.

PAULO COHELO

La forma del relieve terrestre por la semejanza se define por modelo geométrico (morfografía) como por ejemplo: conos, pirámides, elipses, rectángulos, etc. Y a partir de una cuantificación de determinados elementos del relieve (morfometría) en los que se aplican diversos elementos cuantitativos de relieve por ejemplo: longitud, superficie, volumen altura absoluta y relativa, pendiente, orientación, densidad, frecuencia entre otro elementos numéricos.

La metodología se basa en el análisis y expresión cartográfica de algunos parámetros morfométricos y morfológicos, los cuales sirven para la elaboración de la carta morfoestructural de la superficie terrestre con la que se realizó la clasificación de procesos que dieron origen, dinámica y distribución del relieve, lo cual permitirá la interpretación del producto final.

El análisis morfoestructural del relieve se desarrolló siguiendo los criterios de Lugo (1988) con base en las cartas topográficas a escala 1:50000 y 1:250000, fotografías aéreas e imágenes de satélite, lo que permitió la detección de fallas, escarpes tectónicos, alineamientos, ejes orográficos, así como la elaboración de sistemas de orientación de fallas y fracturas, la elaboración de secciones geológico-geomorfológico.

Para la realización de esta investigación fue necesario emplear lo siguiente:

Método geomorfológico estructural: Con este método, se identifican las estructuras del relieve de acuerdo a su composición y su agente modelador; además del morfodinámico, morfométrico y morfogenético ya que son los encargados de caracterizar el relieve de manera cuantitativa y cualitativa.

El presente método tiene por objetivo el identificar, describir, analizar e interpretar la actividad estructural y tectónica de la corteza terrestre y su influencia en los fenómenos geomorfológicos. Particularmente, se evalúan la función y la influencia de los diferentes factores físicos, como son los litológicos y estructurales, en el desarrollo del paisaje. Y desarrollar de manera detallada los temas de tectónica, el

fracturamiento los plegamientos y el vulcanismo, y las manifestaciones geomorfológicas de cada uno de ellos.

Método Geológico: permite establecer una jerarquía basándose en la génesis y evolución del relieve (estructuras, donde se utiliza la relación espacio-tiempo y uno de los objetos es poder definir unidades del relieve en base a la morfología, procesos y estado actual.

Para poder cumplir con los objetivos y metodologías de la investigación, es necesario el desarrollo de la parte cartográfica, donde se obtuvo como producto final mapas temáticos; con base a un análisis morfológico cualitativo y cuantitativo. El análisis cualitativo se desarrolló con la ayuda de la Morfografía, que permitió definir las formas del relieve por su semejanza con modelos geométrico, además de poder describirlos, y con la ayuda del análisis morfométrico, se pudo realizar una cuantificación de elementos del relieve determinados.

Para el desarrollo de este trabajo de investigación, se parte de la consulta de cartografía del área donde los mapas bases más fundamentales son:

- Cartas topográficas, se realizó la búsqueda de los datos vectoriales (.shp) y formato raster (.tiff) que correspondan a la zona de estudio en una escala 1:50000, este mapa permite identificar rasgos del relieve, a través de sus elementos, además se podrá apreciar de manera general el comportamiento que presenta la zona de estudio mediante la observación y análisis de las curvas de nivel.

Las claves de las cartas topográficas en formato .shp editadas de INEGI 2015 correspondientes a la zona de estudio son:

- E14A16. El Oro de Hidalgo
- E14A17. Atlacomulco de Fabela
- E14A18. Tepeji
- E14A26. Angangueo
- E14A27. Ixtlahuaca de Rayón
- E14A28. Villa del Carbón

- F14C86. Amealco
 - F14C87. Polotitlán
 - F14C88. Tula de Allende
- Carta Geológica, Este mapa se obtendrá del Servicio Geológico Mexicano a escala 1:250000 con título y clave de Ciudad de México E14-2. Permite conocer algunas estructuras que conforman la zona, como: fallas, fracturas, volcanes, domos volcánicos, entre otros. El tipo de material, la edad y el periodo al que pertenecen, además proporciona información sobre la presencia de eventos históricos relevantes del lugar, así como de los procesos neotectónicos.

La cartografía temática en la actualidad es una herramienta que expresa de forma visual aspectos analíticos, no sólo como una representación gráfica de procesos ocurrientes en el espacio geográfico; desde el punto de vista anterior se parte para expresar las características geomorfológicas de un territorio y con ello sentar las bases para la prevención de desastres, planeación y ordenación del territorio. La escala del mapa es un factor importante, pues es el indicador del grado de generalización el cual puede manejarse, varía de acuerdo al tipo de estudio a la información que se desea transmitir, así como el grado de detalle requerido. La escala elegida para este estudio es 1: 50,000, la cual permite inferir datos de carácter morfológico, morfométrico y geológico, para poder aplicarlo en la identificación de diversos procesos. El tamaño de escala que se empleará en esta investigación, permite representar e inferir estructuras como: fallas, basculamiento de bloques, procesos gravitacionales, acumulaciones y erosión entre otros.

Para realizar el presente análisis se tomaron los dos modelos antes mencionados y cumplir los 3 objetivos, se realizaron mapas temáticos mediante un análisis morfométrico y morfológico, los resultados que se elaborarán contribuyen al estudio del relieve, con base a la escala 1: 50000.

- Mapa Altimétrico.
- Mapa de Lineamientos.

- Mapa de Energía del relieve.
- Mapa de Pendientes.
- Mapa de Densidad de Disección.
- Mapa Hidrológico superficial.
- Mapa Morfoestructural.

Mapas son el complemento visual de la parte teórica y metodológica, junto con el uso de algunos de los principios de clasificación tipológica de las morfoestructuras, que serán herramienta principal para la toma de decisiones.

A continuación se dan a conocer los productos finales a obtener de cada objetivo, donde se establecen los criterios y la utilidad de cada uno.

2.1. MAPA ALTIMÉTRICO

Se identifican los valores máximos y mínimos, de altitud. Se realiza una operación matemática, donde se obtiene la diferencia, del valor máximo y mínimo de altitud, con este resultado, se realiza una división, que permitirá definir el intervalo de valores, donde no existe regla si no criterio, con el fin de expresar de manera inmediata y clara el relieve en su totalidad.

Para este caso, los rangos de valores se definieron a base de cálculos matemáticos, donde se obtuvo la diferencia de la altitud máxima (3940 m.s.n.m.) y mínima (1640m.s.n.m.); después de obtener la diferencia, se realizó una división, de la cual se obtuvieron 10 rangos sucesivos, en donde se les asigno la gama de colores, encargados de diferenciar áreas que no comparten un mismo nivel altitudinal, con la finalidad de expresar de manera inmediata la distribución del relieve en su totalidad, derivando la clasificación geomorfológica en unidades generales del relieve, que muestran: sistemas orográficos, pie de monte y planicies; dejando al descubierto la relación directa de la extensión o distribución de los materiales por cada una de las unidades; así como los rasgos tectónicos, resaltando algunas estructuras disyuntivas y rasgos lineales (fallas y fracturas);cuyo objetivo es dar la impresión de observar el mapa en tercera dimensión

Una vez definido el intervalo de valores, se asigna a cada uno una gama de colores que va de los fríos a los cálidos, la cual ya está establecida en un sistema internacional, cuyo objetivo es dar la impresión de observar el mapa en tercera dimensión. La gama de colores empleada es la siguiente:

- Verde
- Amarillo
- Naranja
- Rojo
- Café
- Negro.

Este mapa tiene la finalidad de representar la clasificación morfológica del relieve; permitiendo identificar de forma general las geoformas, que integran el área, y saber cuál es la predominante geomorfológicamente. Respecto a la parte morfométrica se obtiene: distribución, tamaño, altura y orientación así como la identificación de rasgos estructurales.

2.2. MAPA DE DENSIDAD DE DISECCIÓN

Este mapa se elabora con base a un mapa topográfico, donde se marcan todos los talweg's, tanto los que aparecen con corrientes fluviales; como los que no, y estos infieren por la configuración de las curvas de nivel. El mapa se divide en figuras geométricas (cuadrados), haciendo uso de la cuadrícula UTM, que cubre toda la zona de estudio.

Se mide la longitud de todos los talweg's (km), por cuadrante, anotándose el valor correspondiente, ese será la densidad de disección y se anotará en el centro de cada cuadro.

Se realiza una interpolación entre todos los números en posición inmediata, para poder obtener complementarios. Por último se realiza el trazado de líneas que unirán puntos de igual valor.

La coloración que se usara en este mapa, será la misma empleada en el mapa de altitud, con la finalidad de facilitar la interpretación de forma visual.

A este tipo de mapa además de asignarse valores numéricos, también se le dan valores relativos, de acuerdo a Lugo (1988), es conveniente que el profesional se acostumbre a leer los mapas, comenzando por el topográfico, en los que define con facilidad esos valores.

Se obtendrá parámetros asociados al régimen hidrológico como lo son: precipitación, escurrimientos e infiltración; así como su relación con el tipo de roca y estructuras geológicas. La profundidad de erosión es el reflejo de procesos en un tiempo determinado, con mayor intensidad en unas zonas que en otras, y en función de las condiciones litológicas, estructurales, tectónicas y climáticas.

2.3. MAPA DE ENERGÍA DEL RELIEVE

Este mapa al igual que el de densidad de disección se dividió en cuadrantes (basados en la cuadrícula UTM).

Una vez obtenida la cuadrícula; se toman las curvas maestras y auxiliares de cada cuadro, y se restan las cotas máximas y mínimas, obteniendo la diferencia máxima de altura en metros.

Una vez obtenidos los valores, se establecieron los rangos, y se le asignará un color a cada uno, que parten de los colores cálidos a los fríos. (Verde al negro, empleados en los mapas anteriores). A este tipo de mapa además de asignarse valores numéricos, también se le dan valores relativos.

Este tipo de mapa expresará la intensidad relativa de la actividad endógena en relación con la exógena, con el fin de localizar de forma areal la mayor acción tectónica de la zona y de aquellas secciones de terreno en las que los procesos erosivos tuvieron mayor ocurrencia, ya sea por el tipo de material o por la debilidad estructural de las geoformas.

2.4. MAPA DE PENDIENTES

Se emplearan los criterios establecidos por Lugo (1988), quién establece que es la transformación de la distancia entre curvas de nivel, en valores de pendiente; para esto se requiere de la aplicación de la siguiente fórmula:

$$M=K/\text{tang ang}$$

En donde:

M=Pendiente

K= Equidistancia entre curvas de nivel

tang ang= Tangente de la pendiente

En el caso de K, se comporta como una constante, la cual en este caso se obtuvo en función de la escala del mapa (1:50 000), para lo cual se aplicó el siguiente procedimiento:

En donde:

E= escala del mapa

Dr= distancia real entre curvas de nivel

Dg= escala del mapa

Al encontrarse el valor de K, se sustituye en la primera fórmula obteniéndose los valores en centímetros de cada valor en grados.

La ponderación empleada será de acuerdo a Ortiz quedando de la siguiente manera:

0°-3°

3°-6°

6°-15°

15°-30°

30°-45°

>45°

De este mapa se obtendrá una clasificación previa de las geoformas, de acuerdo al grado de pendiente que presentan, dejando al descubierto características estructurales (fallas, fracturas, graben y horst), así como la orientación de las laderas y la dinámica de algunos procesos.

2.5. MAPA DE ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL

Para la elaboración de esta carta se considera la totalidad del escurrimiento superficial existente, perene e intermitente, para obtener la interpretación adecuada se infieren los causes no marcados, y se identifican los tipos de drenaje utilizando la cartografía digital editada por el INEGI.

Se clasifica el sistema fluvial en segmentos de orden.

Se emplea una clasificación sistemática mediante los elementos considerados en la obra fotogeología de Guerra (1980)

Mediante esta carta se permitirá establecer un orden jerárquico del drenaje, determinar las irregularidades en los patrones de drenaje así como la obtención de índices alométricos de cuencas y una caracterización de procesos de erosión y erosión diferencial.

Relación de bifurcación se define como:

$$R_b = N_u / U_{n+1}$$

Es decir la relación de bifurcación es igual al número de segmentos de un orden entre el número de segmentos de un orden más uno. Siguiendo los criterios de Horton en base a sistema de drenaje.

Permite identificar la proporción existente entre el número de segmentos de un orden dado y los del orden inmediato.

Este mapa dará a conocer los diferentes tipos de drenaje que predominan dentro del área, el porqué de su distribución y morfología; la cual está relacionada de forma directa con la litología. Mediante este mapa los afluentes resaltan y permiten inferir geoformas y estructuras, entre ellas, lineamientos como fallas y fracturas.

2.6. MAPA DE MORFOLINEAMIENTOS

Para la elaboración de esta mapa se emplean diversos mapas temáticos, se identifican todos los lineamientos, tanto los ya marcados como los que no están.

Los cuales se van infiriendo, empleando los siguientes elementos:

- Alineaciones de corrientes.
- Alineaciones debido a fracturas.
- Alineaciones expresadas por cursos del agua, cursos fluviales rectilíneos, cuando dos o más corrientes entroncadas en ángulo recto.
- Alineaciones debidas a bruscos cambios topográficos.
- Alineaciones de estructuras volcánicas.
- Límites rectilíneos que separan áreas de diferente coloración de suelos o vegetación.
- Cambios litológicos.
- Trabajo de campo, para corroborar su presencia y poderlos clasificar.

Este mapa de tipo estructural, se realiza con el apoyo del mapa topográfico, imágenes de satélite, fotografías aéreas, mapa geológico e hidrológico.

Sirve como base para el estudio de la orientación de los sistemas de fallas, con lo cual se puede determinar el estilo tectónico de la zona, y poder así realizar la diferenciación estructuro-geomorfológica del territorio.

2.7. MAPA MORFOESTRUCTURAL

La elaboración de este mapa se llevará a cabo de acuerdo a los criterios establecido por Lugo (1988):

Se requiere de la ayuda del mapa topográfico, hidrológico, lineamientos, geológico e imágenes de satélite.

Con los mapas antes mencionados, se comienza a realizar la subdivisión de una región en lineamientos; los cuales son trazados sobre los morfolineamientos, y la red hidrológica. Dando como resultado una serie de figuras geométricas irregulares y regulares, que se les da el nombre de bloques; donde queda a criterio del ejecutante del mapa establecer los bloques que han de representarse.

Al termino de lo antes mencionado se realiza una clasificación, donde se seleccionará la simbología que representará a cada rasgo, así como los colores o achurados y claves de identificación de las áreas representadas.

La utilidad de esta carta, es que permite seleccionar zonas para estudios a detalle relacionadas con la actividad sísmica, mediante: la morfología (forma, distribución, orientación) y morfometría (tamaño, altura, área, entre otros.) de las estructuras que integran el área, para después poder clasificarlas e identificar las zonas en donde se presentan fuerte control estructural, generado principalmente por la actividad endógena.

Por último, lo que complementa esta investigación de carácter morfoestructural, es la realización de los perfiles como herramienta de búsqueda y análisis, pues constituyen una de las técnicas fundamentales en la cartografía geomorfológica.

Perfiles Geomorfológicos: se construye a una escala igual, tanto vertical como horizontal, de la carta topográfica. Es una herramienta de análisis, que permite distinguir cambios o rupturas de pendientes e indica la variación de material o contactos litológicos, niveles de base, dirección lineal y depositación de material,

hasta la localización de estructuras disyuntivas en el terreno, permitiendo saber si éstas mantienen una actividad constante o nula, además sirve para poder apreciar si en un sistema impera un equilibrio entre los procesos endógenos y exógenos, la disposición altitudinal de bloques en diferentes posiciones.

Perfil Geológico: Para realizar este perfil la escala vertical se elige en relación con el contraste del relieve y la escala horizontal debe ser igual a la carta con la que se trabaje.

En relación con el nuevo plan estructural y orográfico es necesario trazar dos tipos de perfiles que se intercepten entre sí: longitudinales que sigan la dirección del levantamiento y transversales, perpendiculares al eje principal. La metodología empleada en la elaboración de dicho documento es la manejada por Ortiz (1990).

Perfil Geológico-Geomorfológico: se confrontará la morfología superficial con la estructura geológica, lo cual permitirá realizar una zonificación de todo el relieve. Se correlacionará con la escala relativa de la resistencia de las rocas a la erosión con la finalidad de establecer una serie de relaciones entre la estructura geológica, el tipo de roca y la influencia tectónica.

Esta herramienta permitirá distinguir cambios o rupturas de pendientes, e indicará la variación de material o contactos litológicos, niveles de base, dirección lineal y depositación de material, hasta la localización de estructuras disyuntivas en el terreno y de éstas se identificará la actividad constante y nula de toda la zona de estudio, además servirá para poder apreciar si dentro del sistema impera un equilibrio entre los procesos endógenos y exógenos y la disposición altitudinal de bloques en diferentes posiciones y alturas.

Un elemento esencial de la investigación es la verificación y comprobación de campo. Debido a que es un estudio de carácter regional, donde juegan un papel importante los métodos de observación directa e indirecta, las visitas a campo se realizarán con el propósito de identificar la información obtenida hasta el momento de manera visual y a su vez para profundizar y mejorar la cartografía elaborada.

2.8. ANTECEDENTES

2.8.1 DE TRABAJOS SIMILARES

“El término morfoestructura fue utilizado inicialmente por Guerasimov, en 1946 para referirse a formas del relieve originadas esencialmente por procesos endógenos que están en interacción con los exógenos, las cuales corresponde una determinada estructura geológica” (Lugo, 1988). Cuyas características del relieve se denotan deformaciones como una expresión de la actividad tectónica, activa o inactiva que dan en el cambio de formas y tipos de relieve.

Existen diversos estudios genéricos que abordan la temática morfoestructural en diversas partes de México y de América Latina, entre los que destaca la investigación realizada por Lugo. J y Ortiz. M. (1980) donde desarrollaron un estudio Geomorfológico-Estructural del conjunto montañoso de la región Cabo Corrientes en el estado de Jalisco, aplicando un análisis el cual se llevó a cabo en tres etapas. La primera en gabinete donde se obtuvo información esencial mediante fotografías aéreas, fotointerpretación en donde se obtuvo una carta de lineamientos, delimitación de bloques, y la elaboración de rosetas de fisuras; la segunda etapa consistió en la verificación directa en campo. Finalmente, la última etapa se elaboró en gabinete donde se desarrolló la carta de bloques y se redactó el texto explicativo mediante el apoyo de métodos geomorfológico-estructurales expuestos por Kostenko (1972); cuyos resultados obtenidos fueron la identificación las diferencias de altitud en función de las intensidades con que se presentan los movimientos verticales orogénicos, los relacionados con las intrusiones repetidas en tiempo geológico y con la tectónica disyuntiva.

Martínez J. y Nieto A. (1990) se encargaron de caracterizar la actividad tectónica reciente en la parte central de México, aplicando la interpretación de fotografías aéreas en escala 1:50000 y trabajos directamente en campo donde obtuvieron como resultado una caracterización general de fallas en el centro del país.

Así mismo destaca el trabajo realizado por Zamorano J.J. *et al.* (2000) que tuvo por objetivo analizar de manera morfoestructural al territorio de la meseta de Boniato-graben de Santiago de Cuba, en donde se permite revelar la influencia tectónica del mecanismo de transformación de la zona.

García A; Zamorano J.J. *et al.* (2008) Elaboraron un arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, basándose en la digitalización y manipulación de cartas topográficas en Sistemas de Información Geográfica (SIG) y un procesamiento digital de imágenes de satélite Landsat LT donde realizaron un análisis de patrones de drenaje y proponen a la Sierra de las Cruces y a las fallas que le dieron origen y posteriormente la deformaron como un límite estructural de la cuenca de México.

Los trabajos de Hernández Santana J.R *et al.* en el año de 1995a, 1995b, 2009 y 2012 son ejemplos claros de investigaciones morfoestructurales, donde analizan y clasifican las características morfológicas de las principales unidades del relieve como expresión de la influencia estructuro geológica, tectónica y litoestratigráfica en el modelado geomórfico basándose en metodologías como la interpretación de fotografía aéreas donde distinguen los rasgos estructuro-geológicos del relieve, la identificación y mapeo de sus geoformas, elaboración del modelo digital de elevación y de sombreado, mediante el procesamiento automatizado en Arc Gis. El trabajo de campo dirigido al análisis de las anomalías tectónicas regionales y locales, de las relaciones estratigráficas del relieve. Mediante estas investigaciones se adquiere la caracterización de un relieve denudativo- tectónico que se caracteriza por un incremento de la disección vertical, con la intensificación de los procesos erosivo.

Velásquez. E. Gema, *et al.* (2015), desarrollaron la zonificación morfotectónica-volcánica en el análisis morfoestructural del relieve del municipio de Managua en Nicaragua, donde se consideraron criterios asociados a elementos y atributos lito-estratigráficos, morfotectónicos y morfoestructurales, así como a elementos morfométricos. Los criterios considerados incluyeron el análisis de la orientación estructural del relieve, la evaluación morfométrica integral de las categorías geomorfológicas, la identificación e interpretación de los rasgos estructuro-

geológicos, el análisis de los morfoelementos lineales y anulares, el análisis estructural correlativo con las relaciones litoestratigráficas del sustrato y la interpretación de los patrones estructurales de la red hidrográfica.

2.8.2. DE LA ZONA DE ESTUDIO

La región que comprende la depresión de Ixtlahuaca y sus alrededores ha sido poco estudiada en el contexto nacional sin embargo sobresalen algunos estudios como las de Duran, Hurtado y Espriu en 1973 bajo la óptica de la geomorfología, donde realizaron una conceptualización sistemática y cronológica de la Depresión Chápala-Acambay-México; misma que subdividen en tres secciones: 1) Lago Chápala-Valle de la Barca, 2) Zamora-Acambay, 3) Valle de México, donde se llegó a la conclusión que la zona estudiada es una depresión tectónica, y cada una de las cuales presentan diferentes características geológicas y geomorfológicas.

Ortiz y Bocco (1989) hacen un estudio de las condiciones morfotectónicas de las depresiones de Ixtlahuaca y Toluca, a partir de evidencias geomorfológicas presentando un análisis de la actividad tectónica reciente, obteniendo como resultado una carta de densidad de fracturas y rosas de fracturas y una caracterización general de las condiciones morfotectónicas de la zona de estudio.

Ramírez H. (1994), llevaron a cabo un estudio donde analiza la tectónica, la sismicidad y el relieve en todo el graben de Acambay bajo un criterio geomorfológico, donde reconoce formas del relieve que ponen en evidencia la actividad reciente y los efectos destructivos del sismo ocurrido en 1912, cuyo epicentro se localizó cerca de la región.

Langridge R., Weldon R., *et al.* (2000). Desarrollaron un estudio de paleosismología del terremoto de la falla Acambay-Tixmadeje, donde comentan que el graben de Acambay es una importante cuenca intra-arco del Sistema Volcánico Transversal, realizaron excavaciones de zanjas en cuatro sitios de la falla y revelaron la evidencia de al menos cuatro eventos similares al de 1912 a finales del Pleistoceno,

determinando a su vez que los grandes terremotos de la zona de la falla se repiten en promedio cada 3600 años de acuerdo a las evidencias estratigráficas.

Sunye I., *et al.* (2013). Realizaron la identificación y la caracterización paleosísmica de la falla San Mateo, una estructura que se describe por primera vez en su artículo titulado “La Falla San Mateo: nuevas evidencias paleosismológicas de fallamiento activo en el graben de Acambay, México”. Esta contribución está enfocada en el estudio de la falla San Mateo (FSM), una falla normal, con rumbo E-O y buzamineto al sur y forma parte del sistema central del graben de Acambay que no ha sido descrita anteriormente en la literatura. En dicho artículo se presenta una descripción geomorfo-estructural de la falla y de las evidencias de su actividad reciente que resultan del análisis paleosísmico. Se propone una reconstrucción de la sismicidad prehistórica de la falla durante los últimos 31 ka y una estimación de su potencial sismogénico.

Mediante el análisis geomorfológico y estructural realizado en la zona centro-oriental del graben de Acambay se logró identificar a la FSM como una estructura tectónica activa de al menos 13 km de longitud, con un escarpe morfológico que presenta facetas triangulares con pendientes mayores a 25° y con indicadores morfológicos donde sugieren una componente principalmente normal.

Cabe destacar que el graben de Acambay es una zona sísmicamente activa, afectada por múltiples fallas sismogénicas, han producido rupturas históricas en superficie a lo largo del cuaternario (Urbina y Camacho, 1913; Langridge *et al.*, 2000; Persaud *et al.*, 2006; Ortuño *et al.*, 2011; Langridge *et al.*, 2013). El último evento sísmico destructivo fue el terremoto de Acambay de 1912, con una magnitud aproximada de 7° y con el epicentro cercano a la población de Acambay (Urbina y Camacho, 1913), el cual forjó una nueva conformación del relieve quedando al descubierto nuevas evidencias morfoestructurales que están incide en la dinámica del relieve regional en la zona de estudio

CAPÍTULO 3

MARCO TEÓRICO

La Tierra es un lugar más bella para nuestros ojos que cualquiera que conozcamos. Pero esa belleza ha sido esculpida por el cambio: el cambio suave, casi imperceptible, y el cambio repentino y violento, en el Cosmos no hay un lugar que éste salvo del cambio.

Carl Sagan.

INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo, se presenta la información básica que se empleó durante el desarrollo de este trabajo de investigación sobre geografía, geomorfología estructural, tectónica y geología; así como variables conceptuales y operacionales.

Dentro del campo de estudio de la geografía física, la geomorfología tiene como objeto de estudio el relieve, el cual ha sido y es estudiado desde diferentes puntos de vista teóricos y metodológicos (Espinosa y Arroyo, 2011).

Como primer punto, se analizará el enfoque geográfico y las herramientas del mismo a emplear para el desarrollo de este trabajo de investigación.

3.1 ENFOQUE GEOGRÁFICO

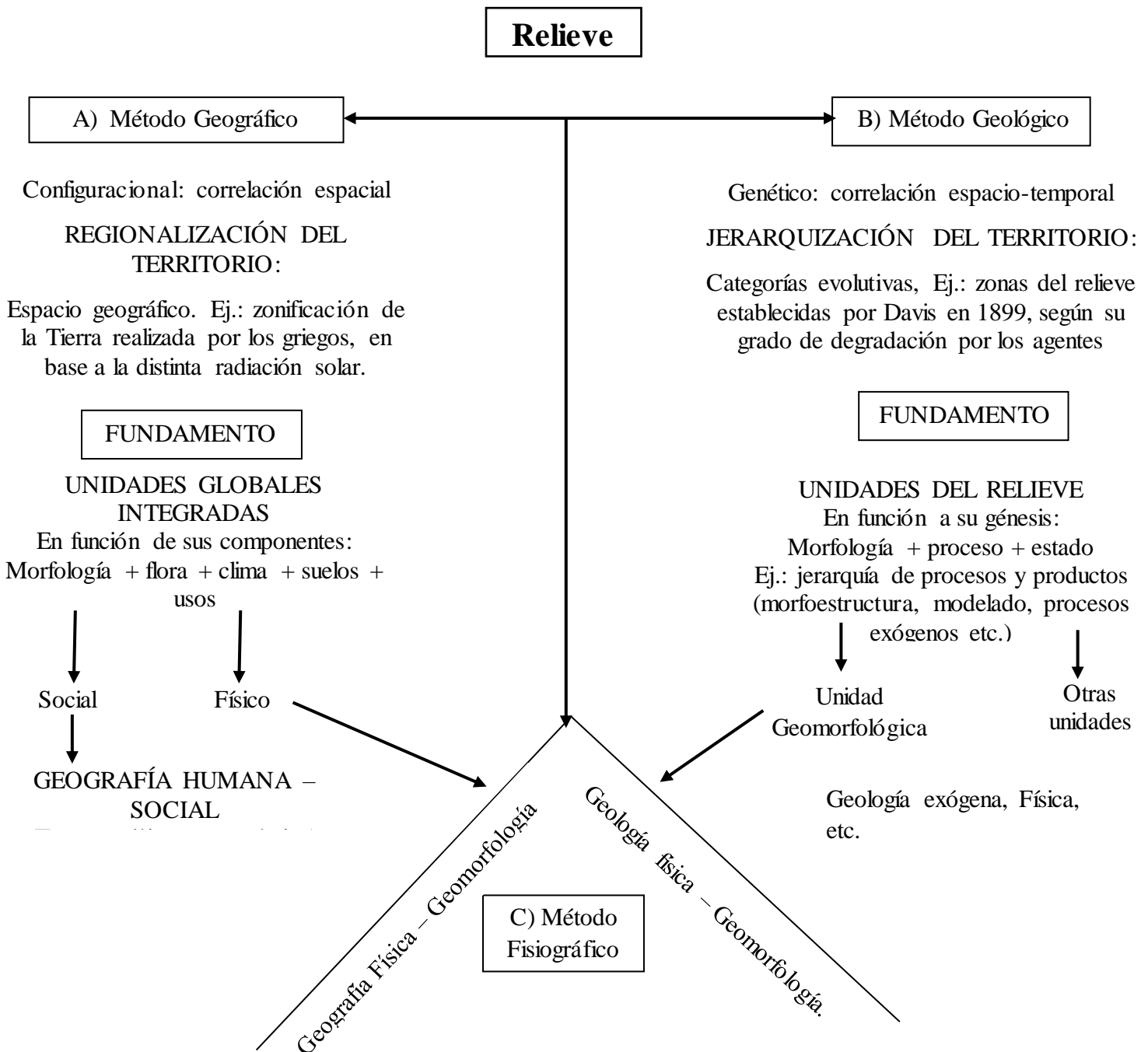
El “sistema superficie terrestre” como lo menciona Pedraza (1996), puede enfocarse como un conjunto de relaciones e interacciones entre todos sus componentes. Debido a que parte de estas relaciones tiene carácter «espacial con entidad geográfica» y el análisis geomorfológico estructural recurre a la ciencia geográfica para obtener datos acerca de: dónde se sitúan, cómo se encuentran distribuidas y qué otros elementos se asocian con las formas del terreno.

Para el desarrollo de este trabajo, que se distingue por ser geológico-geomorfológico en su totalidad, es importante puntualizar sus bases son geográficas; prueba de ello es que se emplearán las cinco herramientas fundamentales del análisis geográfico las cuales son:

- ❖ Localización
- ❖ Relación
- ❖ Espacio geográfico
- ❖ Distribución
- ❖ Temporalidad

Permitiendo establecer relaciones entre las diferentes estructuras del relieve, tomando en cuenta los componentes del espacio como: morfología, litología, flora,

suelos, clima y actividades antrópicas; todo esto fundamentado en la regionalización del territorio; además de poder definir unidades globales integradas del relieve.



Cuadro 3.1. Métodos de clasificación del relieve tomado en Pedraza (1996)

Después de un tiempo, tras el cual se llevó a cabo la generación de conocimientos en la Geografía Física, la Geomorfología adoptó todas estas ideas incluso con tendencias de hegemonía, pues al relacionarse con las Ciencias de la Tierra los geólogos comienzan a enfocar su visión hacia esta disciplina, la cual, según Ortega (2000), tuvo como antecedentes a la topografía, empleado por este grupo de estudiosos para la comprensión de procesos terrestres, tales como: la volcanología, estratigrafía y también para poder comprender la manera en la cual respondían las formas del relieve a los agentes externos.

A partir de este momento se forman dos orientaciones del conocimiento geomorfológico, una que presenta tendencias teóricas deductivas, la cual pretende establecer un modelo enfocado a explicar la evolución del relieve; por medio de la repetición cíclica de procesos (William Davis, escuela Norteamericana, 1899), considerada por algunos autores como la auténtica creadora de la Geomorfología (Lugo, 1995; Ortega, 2000), y una segunda dirigida a vincular las formas del relieve y los procesos de erosión de acuerdo con su ambiente dominante (Walter Penk, escuela Alemana, 1924).

3.2. GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL

El término morfoestructura fue empleado inicialmente por Guerasimov, en 1946, para referirse a las formas del relieve originadas por procesos endógenos y exógenos, formas a las que corresponde una determinada estructura geológica; en este sentido se sigue aplicando el término, aunque algunos autores usan otros tales como: formas tectónicas y formas estructurales.

Originalmente el objetivo de los estudios Geomorfológico Estructurales eran para poder correlacionar la estructura geológica con la morfología de la superficie terrestre. Así, a partir de la observación de ésta es posible, en muchos casos, inferir la arquitectura del subsuelo, domos, monoclinales, anticlinales, fallas, entre otros. Posteriormente, este tipo de estudios fue abarcando problemas más complicados.

Los procesos de formación del relieve terrestre están determinados por tres factores: endógenos, exógenos y el clima de nuestro planeta; interactuando en condiciones del campo gravitacional que afecta a la superficie terrestre, el movimiento de la tierra en el espacio, y la energía lumínica que ingresa a la superficie terrestre desde el cosmos y el sol (Kostenko, 1991)

Los procesos endógenos se relacionan espacialmente con la génesis de las formas del relieve, como resultado de altas presiones, temperaturas; y liberación de energía. Entre los procesos endógenos principales se encuentran los tectónicos, los sismos, los volcánicos y las posibles combinaciones de estos; los que origina las irregularidades primarias de la superficie terrestre. Los procesos endógenos son los encargados de modelar las estructuras producto de los procesos endógenos

De acuerdo a Lugo (1988), basado en L. Polkanova (1978) son los siguientes factores los que condicionan ciertos rasgos en la superficie:

- ❖ La geometría de las estructuras geológicas.
- ❖ Los procesos exógenos que actúan en respuesta a la actividad tectónica.
- ❖ El sustrato rocoso: tipo litológico y estructura.
- ❖ La correlación entre las velocidades de crecimiento de las estructuras y las de la erosión o acumulación.
- ❖ Las características del desarrollo del relieve.

La aplicación del conocimiento generado por la Geomorfología, es aprovechado y utilizado como base dentro de esta investigación, partiendo de los métodos cualitativos, cuantitativos y cartográficos, siendo la disciplina encargada de estudiar el relieve terrestre y definida por Thornbury (1966) como: “La ciencia de las formas terrestres”, aunque este concepto se extiende para incluir las formas submarinas. Strahler y Strahler (1996), donde por otro lado, la define como la ciencia que estudia los procesos formadores de la superficie terrestre; por lo anterior la acción físico-mecánica, los flujos de energía y materia, sus interrelaciones y los resultados de estos eventos expresados en las formas del relieve, pueden ser estudiados por la

geomorfología y poder concebir a ésta última como el puente de vinculación entre Geografía y Geología.

La Geomorfología para su estudio se subdivide en cuatro disciplinas de acuerdo a Z. Suarichevskaya y otros autores; en: Geomorfología Planetaria, General, Regional y Aplicada. Dentro de estas 4 se desprende la Geomorfología Estructural.

La Geomorfología Estructural es una rama de la geomorfología que en el contexto estructuro-geodinámico, tiene el objetivo de conocer los rasgos distintivos de las morfoestructuras como: sus tendencias de desarrollo, las regularidades de su formación y los mecanismos geotectónicos que determinan su relieve.

- Objeto de estudio:

Geomorfología: Es la ciencia Geológico-Geográfica que tiene por objeto de estudio el relieve terrestre como: su estructura, origen, historia de desarrollo y dinámica actual. Constituye una disciplina de síntesis orientada, hacia el estudio de uno de los componentes del medio natural (R. Coque, 1997).

Geomorfología Estructural: Rama de la Geomorfología que estudia los grandes elementos del relieve en relación con los factores endógenos (estructura geológica, movimientos tectónicos, etcétera.); además de estudiar los fundamentos litológicos que definen el relieve en la Tierra y de las formas estructurales elementales, de las grandes unidades morfoestructurales y sus contactos, y de las relaciones de la hidrografía con la estructura geológica.

3.3. MÉTODOS DE ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO ESTRUCTURAL

Análisis Morfogenético: Encargado de estudiar las formas del relieve que son el resultado de efectos combinados, de los procesos exógenos del presente y del pasado, así como de los procesos neotectónicos, que pueden ser representados en un mapa y relacionarlos con otros factores como litología y la estructura Geológica.

Análisis Morfométrico: El principio es la cuantificación de determinados elementos del relieve (longitud, superficie, volumen, altura absoluta y relativa, pendiente, orientación, densidad y frecuencia) a través de la elaboración de mapas temáticos, como densidad de disección, energía del relieve y pendientes, por mencionar algunos.

Análisis Morfodinámico: Los procesos que definen las formas de relieve no siempre son los mismos que actúan en el presente; este análisis tiene base en la carta geomorfológica, con la cual se pueden inferir de forma preliminar procesos exógenos dominantes en la región.

Características generales:

Estudio de la actividad de los procesos exógenos actuales.

Identifica y cuantifica la acción de los procesos exógenos.

Estudio de la dinámica de los procesos endógenos.

Evalúa procesos antrópicos

Pronostica el desarrollo del relieve

Analiza geosistemas perturbadores.

Análisis Morfológico: Este tipo de análisis es el encargado de identificar las características del relieve, así como algunos datos estructurales; es decir las formas que se presentan en la superficie de acuerdo a su agente modelador; se apoya con el mapa altimétrico y energía del relieve.

Características generales:

Es el estudio de las formas, dimensiones y límites de los elementos del relieve.

Establece relaciones entre los diferentes elementos y formas del relieve en un área determinada; el carácter de las asociaciones y la forma de disposición espacial; el estudio de los alineamientos y las regularidades de distribución; el análisis de las redes de drenaje.

Estudia el grado de desmembramiento y de inclinación de la superficie terrestre.

Análisis Estructural: Consiste en el estudio de las formas aisladas de los trastornos tectónicos (los pliegues y rupturas) y del carácter de estratificación de las rocas ígneas según los datos de levantamiento geológico de campo y de cartografía. Este análisis puede aplicarse tanto a las pequeñas secciones aisladas (análisis estructural detallado) como a las grandes regiones. El análisis estructural se apoya en la realización de perfiles tanto longitudinales como transversales, geológicos-geomorfológicos.

Características generales:

Determina las relaciones entre el relieve y la estructura geológica.

Analiza los sistemas disyuntivos.

Estudia las relaciones entre los elementos del relieve y los tipos de rocas; el rol de la litología en la formación del relieve.

Establece relaciones entre las estructuras geológicas y el relieve.

“Uno de los pasos metodológicos más importantes en el campo geomorfológico, es la revelación de las relaciones entre la estructura geológica y el relieve de la superficie terrestre mediante la interpretación, análisis, clasificación y representación cartográfica de los tipos de unidades morfoestructurales.”
(Hernández y Ortiz, 2005:

El análisis morfoestructural, se sustenta en las bases teórico-conceptuales, localizadas en las investigaciones realizadas Guerasimov (1959) tomados de Hernández y Ortiz (2005) en las cuales, tanto desde el punto de vista histórico-genético como jerárquico-espacial, se establecen las siguientes categorías:

*Categorías geomorfológicas básicas del análisis morfoestructural
y su carácter genético correlativo*

Triada de análisis morfoestructural	Carácter genético correlativo
Geotextura o unidades geomorfológicas planetarias.	Componente geológica global y regional: placas litosféricas arcos insulares, orógenos, entre otros.
Morfoestructura	Componente endógena: expresión de la estructura geológica en el relieve (bloques en plegamiento, en monoclinales, etc.; masivas en basamento intrusivo; arqueadas por transpresión entre placas, etc.).
Morfoescultura	Componente exógena: expresión del modelado exógeno del relieve (proceso geomorfológicos exógenos (fluviales, marinos, erosivos, denudativos, kársticos, eólicos, glaciares, lacustres, antrópicas, entre otros).

Tabla 3.3.1. Tomado de Hernández y Ortiz (2005)

Para concretar el objeto de estudio de la geomorfología estructural se debe recurrir al análisis de los elementos que conforman el relieve según los criterios de Palacio (1995), que a continuación se mencionan donde se muestra las particularidades y la importancia de cada una de ellas.

- **Morfología:** identifica las características del relieve, así como algunos datos estructurales
- **Distribución:** explica las razones de distribución espacial y el porqué de la misma.
- **Dinámica:** son los cambios que sufren las geoformas en el tiempo presente considerando la variable antrópica
- **Evolución:** son los cambios que sufren las geoformas en el tiempo geológico y debido a las presiones de procesos endógenos y exógenos
- **Génesis:** considera dos variables que son el espacio y el tiempo; es decir determina los procesos que dieron origen al relieve.
- **Edad:** establece el tiempo geológico de las formas.

3.4. MODELOS GEOMÉTRICOS Y DESARROLLO DE PROCESOS

La morfografía agrupa el conjunto de técnicas, procedimientos y métodos utilizados para determinar atributos y características del relieve, y con base a ellos conocer el sistema de relaciones espaciales que caracterizan a las formas del relieve (Arrollo, 2008).

Así, los objetivos corresponden a identificar contrastes primarios del relieve para la descripción, medida y representación, así como establecer las relaciones que ligan a otros componentes del paisaje. La morfografía se divide en dos partes: morfometría y fisiografía.

La morfometría se ocupa de los parámetros espaciales con categoría geométrica, es decir, tipología y dimensiones en las formas de terrenos, así como todo el conjunto de procedimientos matemáticos que sirven para esta catalogación.

Pedraza (1996), establece un concepto fundamental: una complejidad de las formas establece que toda forma del terreno es susceptible a ser descompuesta en otra u otras más sencillas, hasta llegar a la unitaria o elemental, la superficie planar, representada por una pendiente.

Este autor propone que el análisis morfométrico debe realizarse bajo el siguiente procedimiento: clasificar el relieve, siguiendo un sistema progresivo y estructurado en niveles de aproximación según la fisionomía del terreno.

Estas geoformas se pueden observar en un mapa topográfico y de acuerdo con las isohipsas estas representaran las diferentes geoformas del relieve. La configuración general de estas formas representan tres modelos geométricos que son la base de todas las geoformas; estas son planas, cóncavas y convexas (Arroyo, 2008).

Thoeh, (1965, *crf.* Bloom, 1979), establece la geometría cóncava representa sistemas colectores de agua mientras que las formas convexas son espaciadoras; es decir la primera forma geométrica representa la presencia de procesos de

erosión y la segunda de acumulación y la geometría plana es un indicador de condiciones de equilibrio entre las geoformas y los procesos que ocurren entre estas.

La combinación de estas geoformas da como resultado la configuración del relieve, la cual puede ser simple o compleja de acuerdo al número de combinaciones presentes (Arroyo, 2008).

Para Espinosa (2006), basado en diferentes autores como Thornbury (1960), Strahler (1984) y Pedraza (1996), refiere que el estudio de los modelos geométricos y los procesos los cuales se desarrollan en el relieve presentan variaciones importantes que fundamentan la interpretación y el análisis del mismo.

Este autor define la importancia de la caracterización cualitativa y cuantitativa del relieve; obteniendo así los siguientes parámetros:

El estudio de los elementos del relieve ayudan a:

- La determinación de atributos y configuraciones permiten situar a las formas con el contexto regional al que pertenecen.
- Fundamentan el análisis y descripción cuantitativa del sistema de relaciones que explican y correlacionan las formas del terreno.
- Identifican las acciones individuales de modelado y las formas de energía que se asocian con la erosión, transporte y sedimentación, las cuales a la vez generan formas simples.
- Definen la actividad de dichos procesos, los cuales heredan un grupo de geoformas que corresponden a la articulación de acciones elementales presentes de manera continua en el tiempo y espacio, configurando así las unidades geomorfológicas compuestas.

Mientras que el estudio de los elementos cuantitativos del relieve:

- Determinan condiciones generales de resistencia a la erosión por disposición del sustrato a procesos de meteorización y por actividad humana.
- Interpretan procesos de lavado, deslizamientos y, en general, todos los relacionados en el trinomio: humedad, tiempo y movimiento en masa, así como procesos de erosión lineal.
- Relacionan procesos de distribución y formación del suelo en diferentes grados; determinación de procesos acumulativos relacionados con la agregación de elementos formadores del suelo.
- Clasificación de procesos de caída libre, colapsos, así como de degradación del sustrato.
- Se clasifican geométricamente a partir de las inflexiones, número y secuencia de las mismas como un proceso de articulación caracterizada por rupturas de cambio.
- Analizan el número y la longitud de los segmentos del sistema fluvial para determinar grados de energía y obtención de contrastes entre unidades territoriales, localización y desarrollo.
- Determinan secuencias, cambios en la inclinación para verificar tendencias del relieve y variaciones de la energía de posesión.
- Identifican el carácter de los cambios y las rupturas, geometría y tendencias generales de la tipología del segmento.

Es importante referir las ideas de Brunnsden (1990. *crf.* Arroyo, 2008), quien ha propuesto diez enunciados que comprenden el marco teórico de la Geomorfología Moderna; estos son:

1. El estilo y la localización del cambio de las formas del relieve está determinado por el tipo, la localización y la velocidad de los movimientos

tectónicos; así como los campos de estrés asociados sobre la estructura de tiempo y espacio de ensamble de las formas del relieve.

2. Las formas del relieve son modeladas por los procesos tectónicos y erosivos, que proceden de manera simultánea y al mismo tiempo, reflejan directamente la relación entre las velocidades de operación de los procesos.
3. El límite inferior de las condiciones para el desarrollo de las formas del relieve está sujeta a las variaciones del nivel del mar experimentado durante el tiempo de vida del paisaje.
4. Para cualquier conjunto dado de condiciones ambientales, a través de la operación de un constante conjunto de procesos, habrá la tendencia sobre el tiempo de producir un conjunto de formas de relieve.
5. Las formas del relieve están continuamente sujetas a perturbaciones las cuales provienen de los cambios en las condiciones ambientales del sistema. Estos impulsos son episódicos y complejos en la naturaleza a todas las escalas; por tanto, los cambios en las formas del relieve son episódicos y complejos.
6. Dentro de cada uno de los regímenes tectónico-climáticos, nuevas formas de relieve se producen por eventos de procesos específicos, tales eventos se denominan eventos formadores.
7. Nuevas formas de relieve se producen cuando un evento se alcanza en la escala de la magnitud y frecuencia del régimen tectónico-climático, en el cual el comportamiento normal se ha transformado y un nuevo sistema se ha creado; estos eventos se denominan geocatástrofes.
8. Cuando un desplazamiento perturbador excede la resistencia del sistema, este reaccionara y se relajara hacia un nuevo estado estable, el cual será expresado por una nueva forma característica.

9. Existe en el paisaje una amplia variación espacial en la capacidad de cambiar las formas del relieve, esto se conoce como sensibilidad de cambio. Por tanto, la estabilidad del paisaje es una función de la distribución temporal y espacial de las fuerzas de resistencia y perturbadoras; por cual son diversas y complejas.

10. Los impulsos en el cambio de las formas del relieve está causando por la variación de los controles ambientales, la secuencia de los eventos formativos, las catástrofes y las inestabilidades internas estructurales.

En el contexto del análisis geomorfológico, Castillo (2006), establece la existencia tres conceptos fundamentales que son la base del análisis geomorfológico, estos son: el espacio, el tiempo y los procesos.

Para este autor, la relación espacio tiempo, está dada por la dimensión de las formas del relieve y la cantidad de tiempo necesario para que éstas se construyan.

Los procesos geomorfológicos están sujetos a la magnitud y la frecuencia, La magnitud es la intensidad con la cual ocurre un proceso, mientras frecuencia es la duración y número de veces con que acontece un proceso; estos conceptos fueron introducidos en la ciencia geomorfológica por Wolman y Miller (1960).

Por lo tanto, estos conceptos se reflejan en las presiones dinámicas, las cuales se manifiestan con diferente magnitud y frecuencia con base a la entrada y salida de energía. Esta energía se puede dividir en tres tipos que son:

- Endógena: Tectónica y volcánica
- Exógena: Proceso de modeladores del relieve (acuosos y termodinámicos)
- Gravitacional: Procesos de remoción en masa

El mecanismo y el carácter de los desplazamientos de porciones de la corteza terrestre, han tenido un importante interés, no solo teórico sino también un valor práctico, relacionado con la búsqueda de distintos minerales útiles (como petróleo,

gas, oro, plata, entre otros) y la ubicación de zonas que puedan presentar actividad sísmica reciente.

De acuerdo a la rusa Natalia Kostenko (1991), para el análisis de aspectos geomorfológicos estructurales, es necesario, identificar los principales parámetros de las formas estructurales; que determinan su expresión en el relieve.

Para esta investigación, el aporte de la Geología es importante, pues dicha disciplina está dentro de las variables dependientes generales del trabajo. Para poder definirla Leet y Judson (1980) explican que es la ciencia encargada de estudiar a la Tierra, en un conjunto de conocimientos de índole tanto Física como Histórica, generando el conocimiento de la creación y evolución de nuestro planeta, espacialmente la litosfera, para lograr la clasificación de eras geológicas con un sentido cronológico, así como también de acontecimientos que han cambiado la estructuración y composición terrestre.

En 1992, López señaló “Los procesos que tienen lugar en la superficie terrestre permiten no sólo conocer su dinámica y expresión en el paisaje terrestre, sino a partir de ellos conocer o intuir lo que sucede en el interior del planeta”.

3.5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Estudia las formas estructurales creadas por los movimientos tectónicos y elabora la clasificación de estas formas; además de que se ocupa en lo fundamental de las formas estructurales de pequeña y media escala.

Deformaciones de la Corteza Terrestre:

- La erosión desgasta los continentes, pero estos se recuperan más por deformaciones de la corteza que por vulcanismo.
- Los movimientos de la corteza pueden ser abruptos o lentos.

Movimientos abruptos: Son los que se acompañan de terremotos y de desplazamientos en la corteza de hasta seis metros; crean hundimientos,

levantamientos o desplazamientos transversales de bloques, o como mínimo, el arqueamiento de la corteza en un área de influencia de varios km. a la redonda.

Movimientos lentos: Son los que de modo continuo suceden en un período largo de años y con pequeñas velocidades, de tal manera que, a largo plazo se pueda advertir la deriva de un bloque o una zona y la aparición de un arqueamiento de la corteza. A veces, los movimientos se notan en construcciones emplazadas sobre fallas, pero, por regla general suponen levantamientos geodésicos.

Este tipo de movimientos origina estructuras como:

3.5.1. TECTÓNICA

- Objeto de estudio:

La tectónica es una ciencia que estudia la estructura, movimientos, deformación y desarrollo de la corteza terrestre y el manto superior, en relación con la evolución del planeta.

El tectonismo constituye los procesos de deformación de la corteza terrestre producto de fuerzas internas, el conjunto de estas deformaciones por plegamiento o fractura constituyen la orogénesis. Si estos movimientos son intensos, rápidos y localizados, crean accidentes claros los cuales dependen de la tectogénesis; si son moderados lentos y afectan a masas continentales en su totalidad, proceden de una epirogénesis que desarrolla procesos de basculamiento (De Miró, 1985).

En una conceptualización la epirogénesis corresponde a movimientos verticales que debido a sus caracteres engendra estructuras tectónicas con periodos de deformación lentos, estos afectan en forma de simples basculamiento a amplias extensiones de continentales (Viers, 1953).

Mientras que la Orogénesis y la Tectogénesis, son procesos de deformación los cuales casi siempre van acompañados; el primero se relaciona con la deformación episódica e irreversible de manera horizontal de una porción de la superficie

terrestre, con manifestación en el relieve a través de montañas dispuestas en zonas alargadas con límites definidos, que producen durante su formación; además durante la evolución orogénica sus distintas porciones pueden estar activas en épocas distintas, asimismo ésta evoluciona a partir de un geosinclinal, que constituye una fosa oceánica conformada por potentes acumulaciones de sedimentos marinos y en algunos casos volcanogénicos (Lugo, 1989).

- Antecedentes Históricos:

Desde 1912 ya existía la teoría de deriva continental propuesta por Alfred Wegener; él cual se basó en el hecho de que las costas de América del Sur y de África coinciden al juntarlas, y a esto se aunó la semejanza presente en los organismos los cuales vivieron en uno y otro continente; además de la continuación de algunos rasgos geológicos como cordilleras o rocas del mismo tipo. Esta teoría se sustentaban también en el conocimiento que se tenía del interior de la Tierra a través del estudio de los sismos y en el fenómeno de isostasia, el cual se refiere a la flotación de un cuerpo de menor densidad sobre uno de mayor densidad.

De la isostasia se sabía que los continentes podían tener movimientos verticales, por lo cual no sería extraño si también pudieran moverse horizontalmente, pero, esta teoría no fue aceptada en esta época, hasta los años sesenta, donde nuevas investigaciones del fondo del mar y de regiones montañosas como los Andes permitieron la postulación de una nueva teoría global geotectónica.

3.5.2. FRACTURAS

Dentro de la tectónica se desarrollan rasgos característicos en las estructuras plegadas, las cuales corresponden a las fracturas, éstas se generan por la tensión y compresión que propicia diaclasamiento en las disposiciones. Otra de las causas ocasionadoras de la formación de diaclasas se debe a la dilatación; la cual consiste en un cambio de volumen en la roca, el cual no está acompañado por una transición de tamaño en la misma, a esto se le denomina diaclasado columnar, está se presenta en masas de roca casi siempre ígnea, mientras que en las rocas

sedimentarias, la contracción (dilatación negativa) se presenta en forma de grietas en el barro, que se desarrolla sobre todo en sedimentos depositados en aguas someras (Strahler 1982).

Otro proceso que se produce es la expansión del volumen de la masa rocosa (dilatación positiva), lo conforma el lajamiento, consiste en gruesas cáscaras de roca donde parecen “pelarse”, este tipo de fracturamiento se presenta de manera principal en rocas ígneas, pero suelen presentarse en rocas metamórficas y sedimentarias de origen clástico.

El tectonismo no solo actúa a nivel de estructuras individuales, también lo hace a través de distancias, de decenas de kilómetros; ya que, mediante los movimientos epirogénicos y orogénicos produce fracturamiento en las masas rocosas, originan fracturas de extensión, las cuales se presentan en estratos sedimentarios horizontales, sobretodo en rocas clásticas. Pero, cuando la actividad tectónica representa un amplio ondulamiento de la corteza que ha ejercido una acción de encorvamiento en la capas sedimentarias laminares, deja como resultado rocas fragmentadas en bloques diaclasados rectangulares.

3.5.3 SISTEMAS DE FALLAS

Uno de los rasgos distintivos producto de movimientos tectónicos los caracterizan las fallas, las cuales son lineamientos donde las fracturas van acompañadas de un desplazamiento relativo, las cuales debido al movimiento que poseen están determinadas por varios elementos.

Una falla es un plano o zona de ruptura en el sustrato rocoso a lo largo de la cual se produce un desplazamiento. Las fallas con desplazamiento vertical forman un bloque levantado y otro hundido; cuando la falla está inclinada resulta un bloque del bajo y bloque del alto (Lugo, 1989).

De acuerdo a Camargo (2004) los elementos que componen una falla son:

1. Plano de falla: plano o superficie a lo largo del cual ha ocurrido desplazamiento.
2. Bloque colgante: bloque que descansa por encima de un plano de falla inclinado; si el plano de falla es vertical este término no es aplicable.
3. Bloque yacente: bloque que yace por debajo de un plano de falla inclinado.
4. Falla con desplazamiento oblicuo: falla cuyo desplazamiento tiene componentes en la dirección del buzamiento y en la dirección del rumbo del plano de falla.
5. Desplazamiento neto: desplazamiento en la dirección misma del movimiento; se expresa como la distancia medida sobre el plano de falla, entre dos puntos localizados en bloques opuestos, que antes eran adyacentes.
6. Salto de Falla: Desplazamiento vertical de una falla; equivale a la componente vertical de desplazamiento buzamiento.
7. Buzamiento: Es el ángulo que forma el plano de falla respecto a la horizontal.
8. Estrías: Son Líneas finas arriba de un plano de falla; las cuales indican la orientación del desplazamiento y posiblemente el sentido. Las Estrías solo marcan el último movimiento, el cual no coincide con el movimiento general.

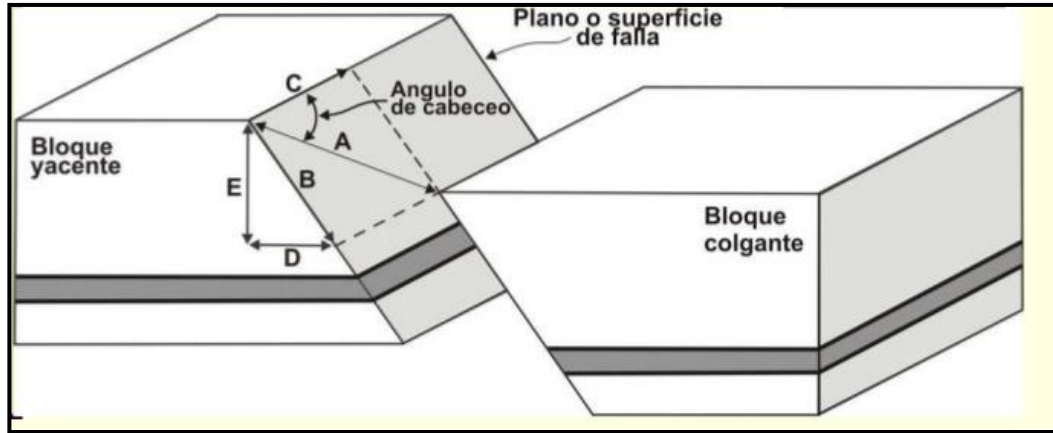


Figura 3.5.3.1. Elementos de fallas. Falla de traslación con desplazamiento oblicuo, donde: A=desplazamiento neto, B=desplazamiento de buzamiento, C= desplazamiento de rumbo, D= desplazamiento horizontal o rechazo, E= desplazamiento vertical o salto. Fuente: Tomada de Dr. Wolfgang Griem. Geología Estructural.

A continuación se presentan una tabla, donde aparecen los distintos sistemas de Fallas

Tipo de Falla	Características	Imagen
Falla normal	Estas fallas se asocian con labios hundidos o levantados. El plano de falla que se presenta es muy inclinado o casi vertical. El movimiento predominante es en dirección vertical. Este tipo de fallas se produce por movimientos de distensión de la corteza terrestre.	
Falla Inversa	Es una falla inclinada que muestra un aparente movimiento ascendente del bloque del techo. Es la inclinación del plano de falla, donde uno de los bloques sube sobre el otro y se produce un acortamiento cortical. Se genera por fuerzas de compresión y consecuencia se produce un corte del terreno.	

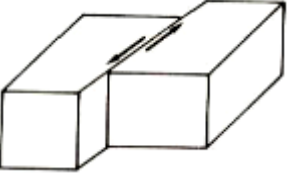
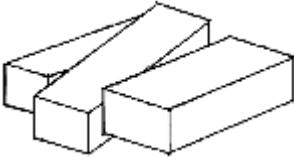

<p>Falla vertical</p>	<p>Este tipo de fallas de desplazamiento en el manto con el plano de falla vertical, que no pueden ser clasificadas como normales o inversas.</p> <p>El tipo de desplazamiento es causado por esfuerzo de distensión.</p>	
<p>Falla Rotacional o de tijera</p>	<p>Es la que se origina por un movimiento de basculamiento de los bloques el cual posee la capacidad de girar alrededor de un punto fijo, como las dos partes de una tijera; es decir, un bloque presenta movimiento de rotación con respecto al otro. Mientras que una parte del plano de falla aparenta una falla normal, en la otra parece una falla inversa.</p> <p>El tipo de esfuerzo es compresivo y de distensión.</p>	
<p>Falla Transcurrete</p>	<p>Poseen gran tamaño, por lo cual su traza es visible, el movimiento de los bloques puede tener cualquier sentido, Dextral o Sinistral.</p> <p>Los movimientos que presenta este tipo de falla son de desplazamiento lateral.</p> <p>Este tipo de fallamiento se manifiesta también en forma de fallas normales, en las que la inclinación del plano de falla cambia a lo largo de su desarrollo hacia direcciones opuestas.</p> <p>En este tipo de falla se pueden presentar tanto esfuerzos distensivos como compresivos.</p>	

Tabla 3.5.3.1. Tipo de fallas y sus características. Elaboración propia con base en apuntes de clases de geomorfología.

Reconocimiento de una falla:

- Discontinuidad y estratos.
- Superficies pulidas y estriadas (Espejo de fricción).
- Material triturado.

Las fallas son rasgos estructurales de primera importancia en la superficie de la tierra. Ellas afectan bloques de corteza que pueden llegar a tener áreas de miles o millones de kilómetros cuadrados, incluyen por ejemplo; límites de placas de varios miles de kilómetros de largo.

3.5.4. PATRONES DE DRENAJE


De acuerdo a Castillo (2015) La evolución de los sistemas montañosos independientemente de su génesis, es controlada en gran medida por las tasas de erosión y la capacidad de transporte de sedimentos que tenga el sistema fluvial. A su vez, la incisión de los ríos controla, en muchos de los casos, la evolución y morfología de las laderas los cuales puede ser un factor para la desestabilización de las mismas. Diversos estudios indican que los ríos son elementos del relieve sensibles al incremento en las tasas de levantamiento tectónico, proceso resultante en un aumento del gradiente topográfico fluvial así como de la propagación de formas transitorias conocidas como *knickpoints* (Castillo y Lugo-Hubp, 2011), mismas que transmiten al relieve la caída del nivel de base por el levantamiento de un volumen de roca determinado.


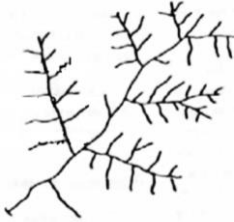

Hack (1973) propuso el uso de un índice de verticalidad del gradiente de los canales con el cual pueden advertir los cambios litológicos y la presencia de forzamientos tectónicos. Por lo tanto, a partir del análisis de la topografía del curso de un río, puede obtenerse información sobre las señales tectónicas y/o climáticas así como la resistencia que presenta la litología ante la erosión fluvial (Catillo, 2015).

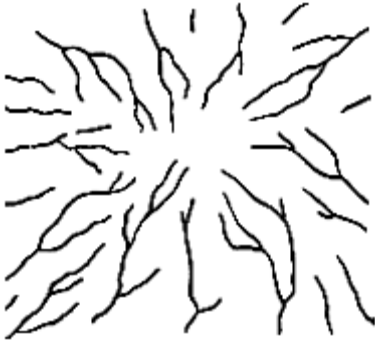
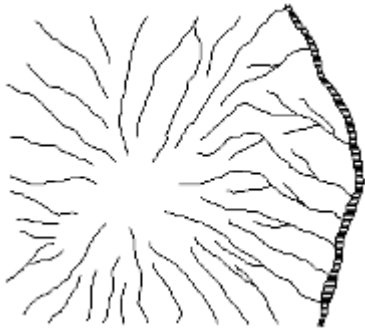
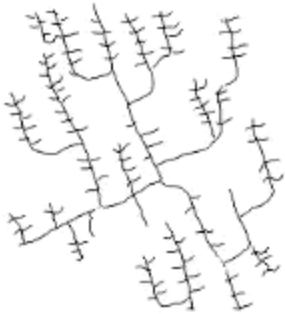
Cuando la escorrentía se concentra la superficie terrestre se erosiona creando canales; los cuales forman una red que recoge las aguas de toda la cuenca y las vierte en un único río el cual se halla en la desembocadura de la cuenca. El clima, la vegetación y el relieve del suelo influyen en el patrón de la red, pero, la estructura geológica subyacente suele ser el factor más relevante. Los patrones hidrográficos están íntimamente relacionados con la Geomorfología y Geología que son utilizados para identificar interpretar estructuras.

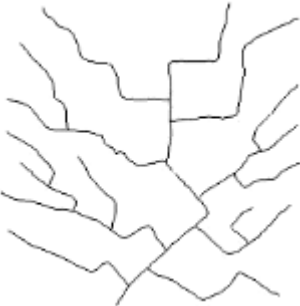
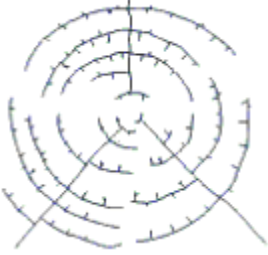
A continuación se presenta un cuadro con características generales de algunos tipos de patrones de drenaje:




Tabla 3.5.3.2. Los patrones de drenaje y sus características en base a su Topografía, Litología, Estructura y Tectónica. Van Zuidam 1985 y Guerra, 1980.


Configuración		Características	Imagen
Tipo	Subtipo		
Dendrítica	Dendrítico	<p>Es la configuración más abundante y se presenta en rocas de toda clase. Denota homogeneidad de las rocas y ausencia de estructura. Se manifiesta:</p> <ul style="list-style-type: none"> ▪ En rocas sedimentarias estratificadas homogéneas y horizontales. ▪ En rocas sedimentarias estratificadas y plegadas, siempre que sus estratos ofrezcan la misma resistencia a la erosión, aunque no sean homogéneas. ▪ En rocas ígneas macizas (como los granitos) ▪ En rocas metamórficas cristalinas, por ofrecer igual resistencia a la erosión, gracias al metamorfismo que borra toda las diferencias de dureza. ▪ En tipos de ajustamiento a sistemas de fallas, o cuando a sistemas de fallas, o cuando el ciclo de erosión fluvial ha llegado a la madurez avanzando a la vejez. <p>Las corrientes tributarias se distribuyen en todas direcciones sobre la superficie del terreno y se unen a la principal o</p>	

		corriente troncal; formando ángulos agudos de diversa graduación.	
	Subdendrítica	Denota el tránsito de la corriente desde áreas de materiales poco resistentes a otras con ligero control estructural; al mismo tiempo evidencian menor control de la pendiente.	
	Pinnado	Indica el paralelismo de los tributarios y la presencia de una pendiente pronunciada, casi uniforme y poco común.	
	Anastomosada	Características de las llanuras de inundación, de los deltas y, en general, de los cursos bajos de los ríos en etapa de avanzada vejez o senilidad; revela nivelación topográfica	
	Distributaria	Tipifica a los deltas fluviales	

Radial		<p>Denominada así, porque las corrientes fluviales se encuentran dispuestas como los rayos o radios de una rueda, con relación a un punto central. Es típico de las zonas de montaña que terminan en pico.</p>	
Radial-centrífuga		<p>En el tipo “radial centrífugo”, las corrientes fluviales son del tipo genésico “consecuente”, y divergen desde un punto o área central, elevado.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Revela la presencia de anticlinales de forma cómica, conos volcánicos, intrusiones y otras estructuras de forma cónica y subcónica. • Revela la presencia de cuencas endorreicas, formas estructurales positivas de relieve invertido por la erosión y cráteres volcánicos. 	
Enrejada	Enrejada de falla	<p>Denota acomodamiento o ajustamiento a la estructura y tipifica las rocas estratificadas plegadas con agudo buzamiento. Se produce por la desigual resistencia de los estratos inclinados, que afloran en fajas estrechas y paralelas, formando valles con atributos de las capas blandas, y quedando como crestas divisorias las capas duras.</p>	

		Se presenta cuando se ajusta al sistema de fallas (u otras facturas) paralelas, de "horst" y "grabens"; en bloques afallados; y en la cresta de los anticlinales.	
	Rectangular	<p>Esta configuración es una modificación de la "enrejada" y se caracteriza por violentos cambios rectangulares en el curso de las corrientes fluviales, tanto de las primarias como de las tributarias.</p> <p>Denota ajustamiento a los sistemas de diaclasas y fallas sobre estratos horizontales y, también, a dichos sistemas sobre estratos plagados en regiones maduramente disecadas</p>	
Anular		<p>Las corrientes "anulares" son genésicamente "subsecuentes", con tributarios "obsecuentes" y "resecuentes".</p> <ul style="list-style-type: none"> • Denota la presencia de domos o anticlinales maduramente disecados con fajas de estratos alternamente duros y blandos de forma circular, acomodándose el drenaje a las rocas débiles; también revela la presencia de intrusiones 	

Paralela		<p>Este tipo de drenaje se localiza donde hay pendientes pronunciadas o donde existen controles estructurales que motivan un espaciamiento regular, casi paralelo, de las corrientes fluviales. Cuando mayor sea la pendiente en una dirección mayor y más paralelos serán los canales, por el contrario, cuando la pendiente es casi plana el paralelismo será visible.</p> <ul style="list-style-type: none"> ▪ Denota pronunciada pendiente topográfica y control por estructuras plegadas paralelas o afalladas, que originan un espacio paralelo, casi regular a las pendientes. ▪ Indica la presencia de rasgos topográficos paralelos, como en superficie glaciáricas como "drumlins" ▪ Denota fallas paralelas 	
Drenaje Retorcido		<p>Es aquel en el que la dirección del drenaje puede invertirse totalmente, cambiando su rumbo radicalmente. Son el resultado de un absoluto control estructural. Los cambios bruscos de dirección son debidos a la intercepción del drenaje con una barrera de roca resistente o puede también aparecer al atravesar niveles sedimentarios que presentan discontinuidades.</p>	
Dendrítica-Asimétrica		<p>Esta consiste en tener más tributarios en un lado o vertiente de mayor gradiente, que en la vertiente menos inclinada con frecuencia se asemeja a un peine.</p>	

Drenaje Fantasma		<p>Consiste en un patrón más definido que puede ser reconocido, pero no está relacionado con canales superficiales. La condición que guía un drenaje fantasma es una permeabilidad reducida entre la superficie y el estrato enterrado en un sistema de 2 capas. Un ejemplo son los lagos.</p>	
------------------	--	------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-------------------------------------------------------------------------------------

3.6. VARIABLES CONCEPTUALES

Estas variables sirven para precisar los conceptos y términos empleados en la presente investigación, cuya bibliografía se sustenta en el Diccionario Geomorfológico de Lugo (2011).

Acumulación: Es el depósito en la superficie de tierra firme o de una cuenca (fluvial, lacustre o marina), de rocas minerales o residuos orgánicos. La zona de acumulación esencialmente es en una depresión, con frecuencia de origen tectónico (Lugo, 2011).

Este término se empleará para localizar zonas de valle, grabens, entre otras y relacionarlas con otros procesos, para el estudio de la zona; no se empleara como un término para un estudio de tipo fluvial.

Asimetría: De acuerdo a (Lugo, 2011); en geomorfología se aplica generalmente a dos laderas opuestas de valles, crestas, cadenas montañosa, etcétera que poseen inclinaciones distintas.

Dentro de la investigación, asimetría se emplea como la forma irregular que presentan las formas del relieve (cuña, cuadrado, circular, rectangular, entre otras),

es decir, cambios drásticos, a pesar de formar parte de un sistema donde todo debería de ser uniforme.

Bloque: En su significado tectónico general, es una porción de la corteza terrestre estable o móvil en su masa total, delimitada por fallas. En un plano de bloque representa por lo general, formas geométricas, triangulares, cuadrangulares y poligonales.

Cono de eyección: De acuerdo a Lugo (2011) es una forma acumulativa con aspecto de medio cono recostado e inclinado con el ápice hacia arriba. Este se origina en la desembocadura de una corriente montañosa, en una superficie plana o de poca inclinación. El cambio brusco de pendiente provoca que la corriente deposite su carga hacia el frente, expandiéndose. Se origina en diversas condiciones climáticas, principalmente en zonas áridas por lluvias torrenciales de temporada. En la base de las montañas es común encontrar los conos de eyección fusionados, formando un extenso manto acumulativo. Los espesores de sedimentos llegan a ser de más de 300 m; los tipos de sedimentos y espesores varían en la porción superior predominan los gruesos y hacia la base los finos; los mayores espesores se reconocen en la porción central superior.

Deformación: Es el cambio en la forma, tamaño y localización de una roca a causa de la presión aplicada en ella.

Divisoria de Aguas: Línea que une los puntos más altos del relieve entre dos corrientes fluviales o entre cuencas hidrológicas; en el primer caso se trata de las divisorias de agua elementales, en el segundo son las principales, las hay de carácter continental delimitando dos corrientes cuyas corrientes desembocan en distintas cuencas oceánicas. En general, la divisoria es muy inestable, sobre todo en las montañas, donde cambia su configuración, por la captura de las cabeceras de vertientes.

Epirogénesis: Consiste en un movimiento vertical de la corteza terrestre a escala continental; el cual afecta grandes áreas interiores de las placas continentales:

plataformas y cratones. Son movimientos de ascenso o descenso muy lentos sostenidos (no repentinos) que pueden tener como consecuencia el basculamiento de una estructura.

También pueden tener como resultado grandes abombamientos, lo que genera estructuras *aclinales* (no plegadas). Si el abombamiento es ascendente o positiva, se llama *anteclise*; y si el abombamiento es descendente o negativa se llama *sineclise*. Por lo que en las *anteclise* predominan las rocas de origen plutónico, debido a su funcionamiento como superficie de erosión, mientras que las *sineclise* funcionan como cuencas de acumulación en donde predominan las rocas sedimentarias. Estas estructuras nos dan el relieve tabular y el relieve de cuesta.

Escarpe de línea de falla: Este tipo de escarpe resulta de la acción de la erosión diferencial que incide más en un bloque que en el otro. Se producen sobre series sedimentarias con alternancia de rocas deleznales y coherentes, muy normales en los contactos por enfrentamiento.

Escarpe de falla primitivo: Es el que aparece directamente tras la fractura originada por la falla. Es una forma tectónica. Su trazado sigue la línea de falla y el escarpe coincide con el plano de falla. Se trata de fallas recientes en los que la erosión no ha provocado cambios de manera significativa.

Estructura: Para Davis (1996), en términos geomorfológicos, hablar de estructura no tiene un sentido muy estricto de caracteres de rocas, tales como pliegues, fallas y discordancias. Se incluyen todas estas peculiaridades por los materiales de la tierra en los que se esculpen las formas del relieve, difieren unos de los otros en sus atributos físicos y químicos.

Estructura Tectónica: Son porciones concretas separadas más o menos unas de otras de la corteza terrestre, que difieren de las porciones contiguas en una combinación determinada de la composición y de las condiciones en que yacen las rocas que las constituyen.

Fosa Tectónica: Zona de hundimiento tectónico, delimitada por fallas paralelas de longitud considerablemente mayor que la anchura; las dimensiones de una fosa tectónica es muy variable. El término es equivalente en español de “Graben”. Un Graben está conformado por dos Horst y en medio una depresión (Lugo, 2011).

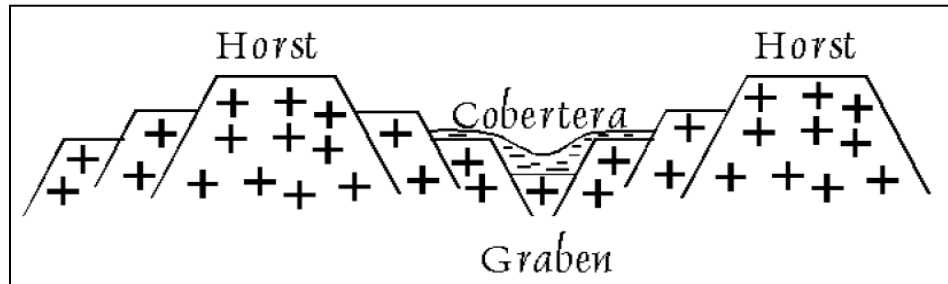


Figura 3.5.3.2. Principales formaciones resultantes de un sistema de fallas,
Fuente: GNU Free Documentation,

Geosutura: Zona de extensión lineal en la superficie profunda. Generalmente se dispone en el límite de grandes elementos estructurales (anticlinorios, sinclinorios.). También se aplica el término a fracturas profundas que se unen en empalme. En función de los movimientos tectónicos de bloques contiguos (Lugo, 2011).

Geotectura: Concepto acuñado por Guerasimov, que es la expresión y la consolidación morfoestructural del relieve, bajo la acción de los mecanismos geotectónicos, planetarios y regionales.

Horst: Bloque elevado delimitado por fallas de orientación aproximadamente paralela, cuya longitud es considerablemente mayor a su anchura. Son estructuras de dimensiones variables (Lugo, 2011).

Ladera: Porción inclinada de la superficie terrestre que delimita formas positivas y negativas. Por su aspecto las Laderas pueden ser: a) Rectas: verticales, a desplome e inclinadas, respecto a un plano horizontal, ambas con una clara expresión de su base; b) Cóncavas: la parte superior empinada y la inferior suave, con una base con débil expresión; c) Convexa: la parte superior suave incrementándose la pendiente hacia abajo, el piso se aprecia con facilidad; d) Escalonada: en su perfil se presentan

varias rupturas de pendiente que forman numerosos escalones; e) Compuestas: combinación de las anteriores.

Según W. Penck durante un levantamiento, el nivel base de denudación disminuye tan rápidamente que no alcanza a rebajar la superficie, formándose laderas jóvenes convexas.

Macizo: De acuerdo a Geikie aplicó este término en 1903, las grandes porciones de los sistemas montañosos elevadas, con aspecto de una o varias cimas dominantes. Dos acepciones actuales de macizo son las siguientes: porción monolítica estable en un sistema montañoso, generalmente constituida por rocas resistentes (en relación con las que lo rodean) y afloramiento del basamento o cuerpos intrusivos más jóvenes.

Megabloque: Porciones de la superficie terrestre delimitadas por fallas, debido a las cuales se produce desplazamiento en sentido vertical. Se caracterizan por límites rectilíneos y altitudes más o menos iguales. Los megabloques son pilares y los hundidos (aunque sea relativamente) fosa tectónica.

Montañas Bloque: Aquellas formadas por megabloque de la corteza terrestre levantados y desplazados relativamente el uno con respecto al otro. Se reconocen montañas formadas por: a) Bloques constituidos por capas horizontales, b) Estructuras originales plegadas y posteriormente peniplanizadas y consolidadas. En la actualidad, los residuos de peniplano se encuentran a diversa altura, por un desplazamiento diferencial de los bloques.

Morfoestructura: Formas del relieve de los continentes o los fondos oceánicos de dimensiones relativamente grandes, que deben su origen a factores principalmente geológicos (procesos endógenos): estructura, litología, movimientos neotectónicos, e interacción con los procesos geográficos. En comparación con los mayores elementos del relieve de la Tierra, las geoestructuras son formas de segundo orden, pero al mismo tiempo se dividen en una serie de subórdenes de grandes cadenas, cuencas, planicies, y otros menores.

Morfografía: Parte de la geomorfología que se ocupa de la descripción y clasificación de las formas del relieve y su sistematización según sus caracteres externos.

Órdenes de corriente: De acuerdo a Lugo (1989) el Método que se aplica al análisis de una cuenca hidrológica partir de una ordenación numérica de las corrientes fluviales que la integran. R. E. Horton desarrolló en 1945 el primer concepto el cual consiste en clasificar en órdenes de primer orden (el más bajo), que no reciben afluentes; la unión de dos corrientes de primer orden, originan una de segundo orden y dos de segundo orden forman las de tercer orden, y así sucesivamente.

Una vez clasificadas todas las corrientes; la corriente de más alto orden se traza como una sola línea hasta su cabecera, de tal manera que las otras corrientes de orden menor pasan hacer de orden mayor.

Orografía: Parte de la Geomorfología y la Geografía Física que se ocupa de la descripción y clasificación de las formas de la superficie terrestre y de su sistematización por sus rasgos externos (forma, inclinación, altura, etc.) independientemente de su origen.

Penillanura: proviene del latín *paene* = casi, y llanura; es una forma del relieve que suele ocupar por grandes extensiones casi uniformes, con ligeras desnivelaciones, producto de una prolongada erosión, sin apenas diferencia la altura entre los valles y los interfluvios.

Piedemonte: Superficie marginal a las montañas, de las que se distingue por una pendiente y alturas considerablemente menores. La forma y estructura del Piedemonte son muy diversas: a) Constituido por el sustrato rocoso con meseta, superficies escalonadas; b) Consistente en capas potentes de sedimentos, principalmente proluviales: conos de eyecciones, coalescentes, a manera de un manto de perfil ligeramente convexo o disecado por barrancos.

Planicie estructural: Superficie denudatoria formada en rocas casi horizontales de una cobertura de plataforma; esto es, una característica de las regiones con tendencia a levantamientos (anteclás); por eso, en ella se encuentran formas del relieve de edad diversa, en ocasiones de gran antigüedad. En una Planicie estructural se pueden reconocer varias superficies de nivelación del tipo de los pediplanos y peniplanos, y diversas formas de disección erosiva (valles, barrancos, pantanos). Esto lo plantea Lugo (1989).

Procesos Endógenos: Procesos Geológicos producidos esencialmente por las fuerzas internas de la tierra; están controlados por la energía interna de la Tierra, por la acción de la fuerza de gravedad y por las relaciones con la rotación de la Tierra.

A estos procesos pertenecen los tectónicos, magmáticos, metamórficos e hidrotermales así como la formación de yacimientos minerales (Lugo, 2011).

Procesos Exógenos: Procesos Geológicos producidos por fuerzas externas de la tierra, se originan en la superficie de ella y en las capas superiores de la litosfera. Están condicionados principalmente por la energía de la radiación solar, la fuerza de gravedad, y la actividad de los organismos. Los procesos Exógenos principales son: Erosión, acumulación e intemperismo (Lugo, 2011).

Procesos Geológicos: Son aquellos que alteran la composición, estructura y relieve de la tierra. La historia de los procesos geológicos se constituye esencialmente por sus resultados impresos en la composición y estructura de la corteza terrestre o en los cambios del relieve. Estos procesos se dividen en endógenos y exógenos.

Las formaciones geológicas pueden surgir como resultado de una acción conjunta o por el predominio absoluto o relativo de los dos procesos.

Relieve Estructural: Lugo (2011) lo define como aquel que está controlado por las capas de roca (su resistencia, rumbo y buzamiento). Generalmente se desarrolla mejor cuando existe una capa que protege a las inferiores que son modeladas con

distinta intensidad. Las formas del relieve estructural son algunas cadenas montañosas, mesas, altiplanos, colinas y gradas. Con este tipo de relieve no se forman pliegues de fondo ya que no corresponden con la estructura.

Valle: Forma negativa del relieve, equivalentemente a una depresión estrecha y alargada, formada por procesos erosivos. Los Valles pueden ser principales y secundarios colaterales; además se clasifican en orden jerárquico contando: 1) Del principal a los menores sin afluentes, considerando al primero de primer orden, que se alimenta de corrientes de segundo orden, etc. 2) De las corrientes que no poseen afluentes, que son las de primer orden, a las principales (dos de primer orden originan una de segundo, etc.) En el perfil transversal de un valle se pueden reconocer: un cauce o lecho, llanuras de inundación y laderas que algunas veces presentan terrazas (Lugo, 2011).

CAPÍTULO 4.

MARCO

GEOLÓGICO

“Después de todo, la ciencia es provisional: siempre está dispuesta a ampliarse o corregirse...

...Esto no es un fallo de la ciencia, sino más bien uno de sus méritos: se puede discutir libremente sobre puntos polémicos y hay múltiples caminos hacia la meta...”

Isaac Asimov

4.1. MARCO GEOLÓGICO

Un aspecto importante para el reconocimiento y clasificación de los atributos morfológicos del relieve es la base geológica, debido a que señala el origen de las rocas o los materiales litológicos los cuales componen el terreno. Proporcionan una edad relativa o absoluta, que da el punto de partida para el reconocimiento de la temporalidad de las formas del terreno (sin ser necesariamente la edad de las rocas, la edad de las formas resultantes). Por otra parte la geología trata de comprenderla estructura de los materiales en el espacio, lo que permite la identificación de los procesos endógenos o exógenos del relieve, así como su interpretación relacionada con los mecanismos formadores de la configuración de la superficie actual (Salinas, 2005).

4.1.1. GEOLOGÍA REGIONAL

El volcanismo es muy importante en la formación del relieve, su origen depende de diversos factores. El Sistema Volcánico Transversal (SVT) contiene a los más grandes estratovolcanes del país y es en donde más actividad volcánica se ha registrado. El SVT es un arco volcánico que cruza de manera transversal a la República Mexicana, es una de las estructuras más estudiadas, debido a la variedad y complejidad de los materiales volcánicos y su localización intraplaca no paralela a la Trinchera Mesoamericana o área de subducción, lo que implica su compleja geodinámica. Para la comprensión del origen del SVT es necesario describir la evolución del magmatismo en sus alrededores.

Demant *et al.* (1979), reconocieron tres fases principales de actividad volcánica efusiva en la margen Pacífica del país. La primera fase es de edad cretácica, de materiales metamórficos los cuales están mezclados con sedimentos del Jurásico-Cretácico; la segunda es la fase oligo-miocénica de actividad ignimbrítica principalmente; por último, una fase plioceno-cuaternaria de secuencias andesítico-dacíticas. La actividad volcánica más antigua es del Jurásico tardío-Cretácico y temprano y se presenta en Baja California a Valle de Bravo, Estado de México, y

hasta Teloloapan; Guerrero; corresponden con un arco volcánico de tipo marginal llamado, arco Alisitos-Teloloapan (Demant, 1982), que sufrió cambios en el sentido de desplazamiento en la subducción de la placa Paleopacífica, lo que produjo el metamorfismo (Demant *et al.*, 1976). El Oligoceno presenta emisiones andesíticas en la margen Pacífica, al mismo tiempo empezó la actividad piroclástica (ignimbrítica) que continuaría hasta el Mioceno medio y se relaciona con una fase comprensiva del Pacífico como resultado del choque entre las placas Americana y Farallón (Demant *et al.*, 1976). Esta dinámica es la responsable de la formación de la Sierra Madre Occidental (SMO) (Demant, 1982).

La Sierra Madre Occidental es un arco volcánico que interrumpe la Trinchera Mesosamericana (TMA). Aproximadamente hace 16 Ma su actividad volcánica disminuyó en el norte y se concentró en el sector sur con una orientación de WNW-ESE (Ferrari *et al.*, 1994). En la evolución de la SMO se tiene una fase extensional con orientación E-W, que se considera como una prolongación de la tectónica de *Basin and Range*, causada por un fallamiento normal a manera de grabens con tendencia NNW-SSE a NNE-SSW (Ferrari *et al.*, 1994), que a su vez, se rellenó por secuencias volcánicas ácidas (Pasquare *et al.*, 1978). De esta manera, la SMO contiene secuencias volcánicas de 1500-2000 m de altura producidas entre el Eoceno por flujos de cenizas, toba, flujos de lava intermedia y domos, mientras que en el Mioceno temprano los productos fueron ignimbritas con basaltos alcalinos (Ferrari *et al.*, 1994).

A partir del Mioceno se origina un cambio en el vulcanismo, la actividad calcoalcalina termina en la parte norte noroccidental del país y es remplazada por un magmatismo de tipo más alcalino, provocado por un régimen tectónico distensivo en el noroeste de la península de Baja California (Demant *et al.*, 1976). Esta reorientación del arco se refleja en la progresiva apertura de la TMA. La reconstrucción del movimiento indica el desarrollo de un límite transformante entre la placa Norteamericana y el Bloque de Chortis al sur, con un movimiento E-W que empezó en las costas de Michoacán en el Eoceno (Ferrari *et al.*, 1994). Esto provocó una deformación

transnacional de componente lateral izquierdo, que se difundió en la Sierra Madre del Sur hasta el Mioceno medio (Ferrari *et al.*, 1994).

En el Mioceno medio comenzó la actividad del SVT desarrollando un importante volcanismo durante el Plioceno y Cuaternario. La distribución de los volcanes es de manera oblicua con relación a la TMA, con un ángulo de $\sim 15^\circ$ (Ego y Ansa, 2002). El volcanismo es de tipo alcalino y calcoalcalino, y se encuentra disperso a lo largo del centro de México con dirección E-W. Ésta compuesto principalmente de andesitas y dacitas, con algunos campos volcánicos de basalto (Nixon *et al.*, 1987), además de ignimbritas félsicas en el centro. La secuencia volcánica tiene edades que van de los 33-14 Ma, y los materiales más antiguos se encuentran al sur, como una secuencia riolítica de la ignimbrita Tilzopotla con una edad de 34.5 Ma (Ferrari *et al.*, 1994)

Varios modelos se han propuesto para explicar el origen del SVT, debido a su complejidad geodinámica. En un principio Mooser (1972) lo interpreta como una zona de geosutura entre dos bloques o placas. También se relacionó con una zona de debilidad en la corteza, resultado de un gran sistema de fallas laterales. Demant (1982) señala que los esfuerzos tectónicos sufridos por la placa continental tienen una influencia secundaria para el volcanismo y que no intervienen en la génesis del magma, sino en la ubicación de los volcanes. Tomando el modelo, la teoría más aceptada se relaciona con la subducción a lo largo de la TMA de las placas de Cocos y Rivera con la placa Norteamericana (Urrutia y Del Castillo, 1977; Demant, 1982; Nixon *et al.*, 1987).

Urrutia y Del Castillo (1997) explican la falta de paralelismo por medio de un modelo en donde la dirección del movimiento de las placas subducidas no es perpendicular a la TMA, debido a sus extremos, de NW a SE se vuelve más densa, menos caliente y menos joven, así como de mayor espesor y rigidez. Lo anterior supone que disminuya paulatinamente el ángulo de subducción. Por otro lado, Pardo y Suarez (1995) reconstruyen la geometría de la Zona de Bennioff debajo del centro de México, e identificaron que el ángulo de subducción de la placa de rivera es de 45° , mientras que al W de la placa de Cocos su ángulo de subducción es cercano a 22° .

Un problema presente en la estructura del SVT, se debe a que un punto triple es una característica tectónica rara en un típico margen activo. Por esta razón la zona de grabens al W de SVT se ha explicado con relación a la discontinuidad en superficie de la placa de Ribera y de Cocos expresándose en el terreno como el *rift* de Colima (Nixon, 1982).

Otros modelos combinan la debilidad cortical y la tectónica de subducción. Shubert y Cebull (1984) señalan que varios eventos tectónicos contribuyeron a la evolución del SVT, por ejemplo el desarrollo de una zona tectónica de debilidad en la actual estructura, el fin progresivo de la subducción al sur en la costa poniente de Norteamérica y Centroamérica y el desarrollo del protogolfo de California. Con esta argumentación se indica que el volcanismo se relaciona más como el cese de la subducción al norte, que con la subducción en el sur. La interpretación de ellos es que el SVT es una zona transtensional lateral, en donde concluyen que el movimiento tiene una componente lateral izquierda, además de estar activa desde principios del Cuaternario, y su deformación tiene una orientación NW-SW y NNW-SSE, deducidas por los alineamientos de volcanes y los conos de ceniza.

Mooser *et al.* (1996) proponen que el volcanismo se emplaza en zonas de fracturamiento y que el origen de las sierras mayores del SVM, es el resultado de fallas en "Z" producidas como un ajuste de las fracturas del llamado arco Tarasco con el sistema de fallas profundas del Oligoceno

Por último Ferrari (2004) con base en la tomografía sísmica, la reconstrucción de la dinámica de placas y el registro del Neógeno en el centro de México, propone un desprendimiento del bloque debajo del SVT propagado lateralmente durante el Mioceno tardío. Es decir, el bloque Farallón se rompió al formarse la cordillera Este del Pacífico, en Baja California, una vez comenzado el desprendimiento en el área del Golfo de California se propaga lateralmente por el bloque subducido activo en la TMA. Este proceso pudo producirse por la anomalía térmica a lo largo de la ruptura o por un pulso mayor del volcanismo en la placa superior (Ferrari, 2004). Este desprendimiento provoca la perturbación de los magmas formados y permitió el ascenso de magmas alcalinos por el sistema de fracturas en la región, que por el

peso de la placa desprendida produjo una mayor inclinación en la zona de ruptura, explicando la migración de E-W del volcanismo alcalino y la migración del volcanismo calcoalcalio al sur del SVT.

Debido a estas migraciones el SVT ha sido dividido de varias maneras. Demant *et al.*, (1976) delimitan cinco focos principales de vulcanismo. El primero es el graben de Chapala-Tepic, orientado de NW-SW con secuencias volcánicas oligo-miocénica. El graben de Colima con orientación N-S y vulcanismo pliocénico; el volcanismo del Estado de Michoacán de actividad pliocénico-cuaternaria con conos basálticos en los flancos de los aparatos; las cuencas de México, Toluca y Puebla, en donde hay grandes estratovolcanes asentados en llanuras lacustres pliocénicas, concentrados a lo largo de las fracturas con dirección NE-SW y NW-SE. Finalmente el extremo oriental con un graben de N-S del lineamiento Pico de Orizaba-Cofre de perote. La división más aceptada es la realizada a través de la evolución estructural (Ferrari *et al.*, 1994; Pasquare *et al.*, 1987 a, b; Johnson y Harrison, 1989) donde se divide en tres sectores, el sector occidental de Tepec-Chapala y Colima; el sector central, el graben de Colima al sistema Querétaro- Taxco, cerca de la ciudad de México, y el sector oriental hasta el Pico de Orizaba o los Tuxtlas (Figura 4.1.1.1).

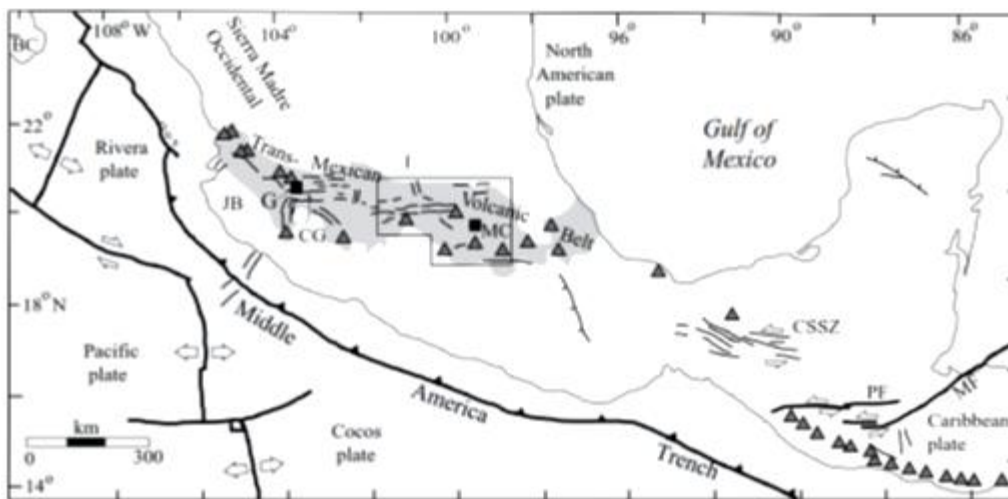


Figura 4.1.1.1. Sistema Volcánico Transversal (Tomado de Langridge *et al.*, 2000).

4.1.2 TECTÓNICA REGIONAL

La parte central de México, esta deformada debido al fallamiento asociado a las zonas de *rift*, zonas de transtensión y esfuerzos normales con componente lateral izquierda. Johnson y Harrison (1989) definen tres grandes bloques denominados como bloque Jalisco, Michoacán y Guerrero, delimitados por grandes sistemas de fallas. La interpretación que se desarrolló a estos bloques señala movimientos independientes con relación a la placa Norteamericana, se piensa que son los responsables de la deformación neotectónica y el volcanismo superficial a lo largo de SVT.

Los límites de estos bloques están constituidos por grandes zonas de fallas o alineamientos estructurales que muestran una continuidad topográfica. El área de estudio se encuentra entre dos grandes sistemas de fallas, el sistema de fallas Taxco-Querétaro (SFTQ) y el Sistema de fallas de Acambay-Morelia, (SFAM) (pertenecientes al sistema de fallas Chapala-Tula). A estos sistemas Mooser (1996) los reconoce como la prolongación oriental del Arco Tarasco, el cual se define como un gran arco de forma cóncava al sur del SV, que involucra a la fosa de Acambay-Temascalcingo y la fosa Ixtlahuaca-Jocotitlán-Atlacomulco (Figura 4.1.2.1)

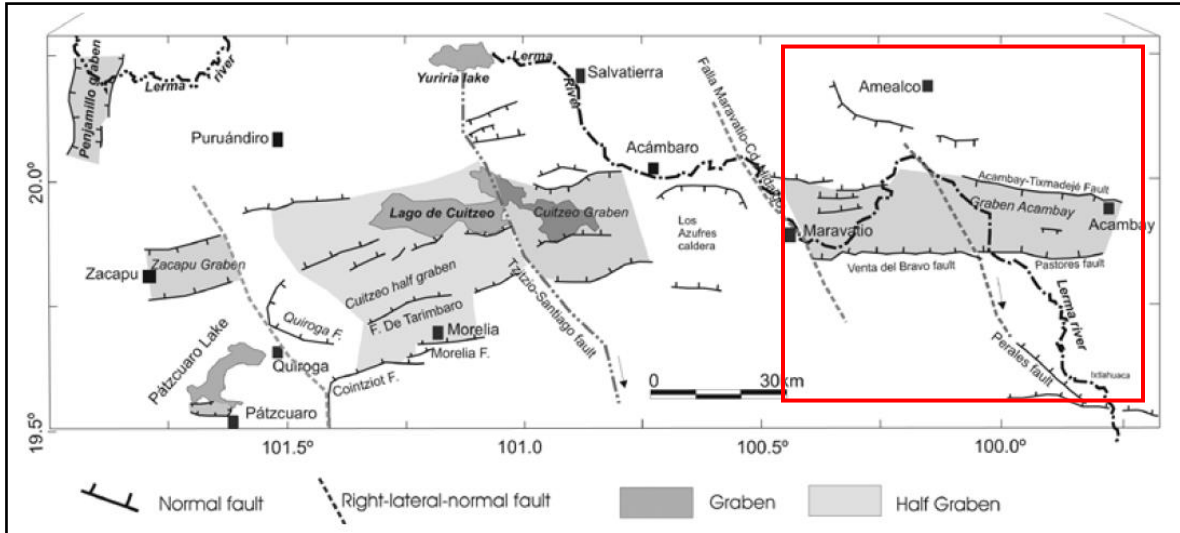


Figura 4.1.2.1. Ambiente tectónico regional de la parte central del SVT (modificado de Garduño et al., 2009), donde el sistema de fallas Pátzcuaro-Morelia-Acambay forman una serie de depresiones tectónicas orientadas E-W y delimitadas por otros sistemas de fallas de orientación NW-SE. La zona de estudio sería la más oriental de estas depresiones (área dentro del cuadro rojo)

El SFTQ es un sistema regional el cual separa los sectores central y este del SVT, ya que va desde el sur de Taxco, hasta el norte de Querétaro, recorriendo 250 km, con amplitud de los 20 a los 40 km; consiste de un fallamiento lateral con un ángulo de hundimiento de 65° E y W. Incluye varios aparatos volcánicos como la caldera de Amealco, Mazahua, Huichapan, el volcán La Joya, San Antonio, el Nevado de Toluca y Jocotitlán (Figura 4.1.2.2). El comportamiento estructural de un sistema se explica por tres episodios de actividad ocurridos durante el Cenozoico (García-Palomo *et al.*, 2000). El primer episodio está relacionado con la presencia de diques que indican un movimiento normal de extensión NE-SW produciendo en el Oligoceno tardío y principios del Mioceno, el segundo episodio fue un movimiento lateral derecho del Mioceno medio; por último el sistema sufrió un movimiento normal ocurrido en el Plioceno (Ferrari *et al.*, 1994).

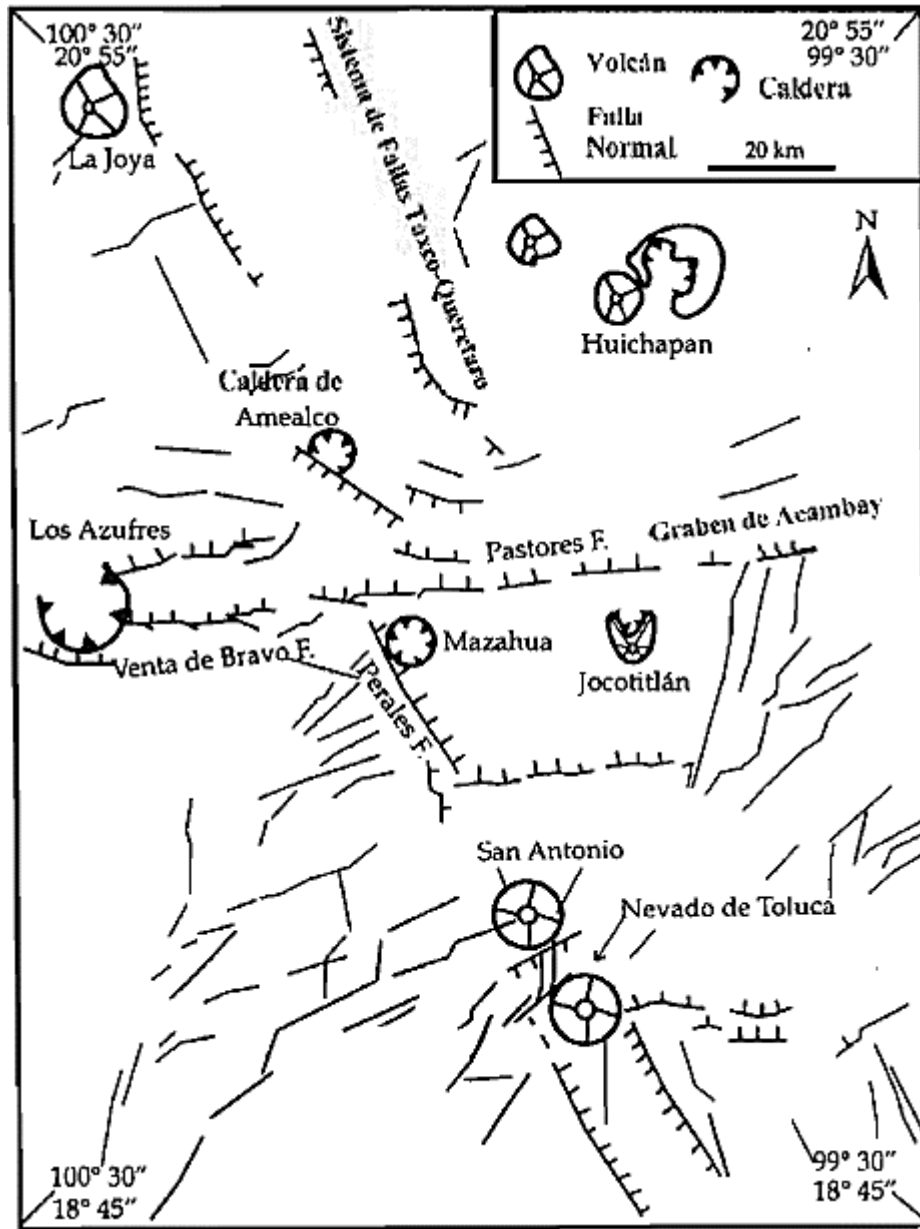


Figura 4.1.2.2. Marco tectónico regional del Centro de México, se muestra al volcán Jicotitlán, el Nevado de Toluca y San Antonio así como las calderas cercanas y la localización de sistemas de fallas que controlan a las principales estructuras tectónicas (Tomado de García-Palomo *et al.*, 2000)

El SFAM de manera regional se orienta comúnmente de E-W y está relacionado con grandes edificios volcánicos y recientes episodios de sismos en enjambres (Ramírez-Herrera, 1998). Sus características geomorfológicas son facetas triangulares, valles en V y rectilíneas, así como zonas de transferencia de energía y ruptura, como crestas de presión y cuencas tracción (*sag poud y pull apart*) (Suter *et al.*, 1992). Estas últimas formas son el resultado de esfuerzos producidos por segmentos curvos de las fallas (Ramírez-Herrera, 1998). Otra característica del SFAM son los alineamientos de conos de ceniza que esconden el curso de la falla dependiendo de su temporalidad. En este sistema se sugieren dos episodios de deformación, El más antiguo de estos es un fallamiento lateral seguido de una fase de extensión que reactivo viejas fracturas y fallas normales (García-Palomo *et al.*, 2000).

El SFAM está controlado de manera estructural por fallas que forman un graben en la superficie, individualmente las fallas están ampliamente distribuidas y se han registrado movimiento reciente.

La Región de estudio está construida por una serie de depresiones dispuestas de norte a sur (desde Acambay hasta Toluca), flanqueadas por un sistema de fallas con rumbos generales al NNW-SSE y E-W. Este sistema se enmarca perfectamente en el esquema disyuntivo en bloques, formación de cuencas endorreicas neogénicas y trastorno general del drenaje, planteado por De Cerna (1974) para el centro de México (Ortiz y Bocco, 1989).

Estas fosas constituyen el nivel local de base de las estructuras montañosas que las rodean: un conjunto de sierras y aparatos volcánicos, formados por rocas de diversos tipos, máficas, intermedias y félsicas, cuya edad se aproxima desde el plioceno o cuaternarias.

El graben de Acambay es la mayor cuenca intra-arco del SVT y forma parte del gran sistema de fallas con rumbo aproximadamente de E-W. Tiene una longitud de hasta 80 km y de varía entre 15 a 38 km de ancho (Langridge *et al.*, 2013). Es una estructura compuesta de rocas volcánicas parcialmente rellena por sedimento

lacustre que contiene material piroclástico en especial de composición basáltica y andesítica.

El graben se encuentra delimitado por las siguientes fallas: en la parte norte se encuentra la falla de Acambay-Tixmadejé. La frontera sur la delimita la falla Pastores. En la parte central del graben se tienen fallas intra-graben pertenecientes al sistema Temascalcingo- Tepuxtepec-Acámbaro (Martínez y Nieto, 1990)

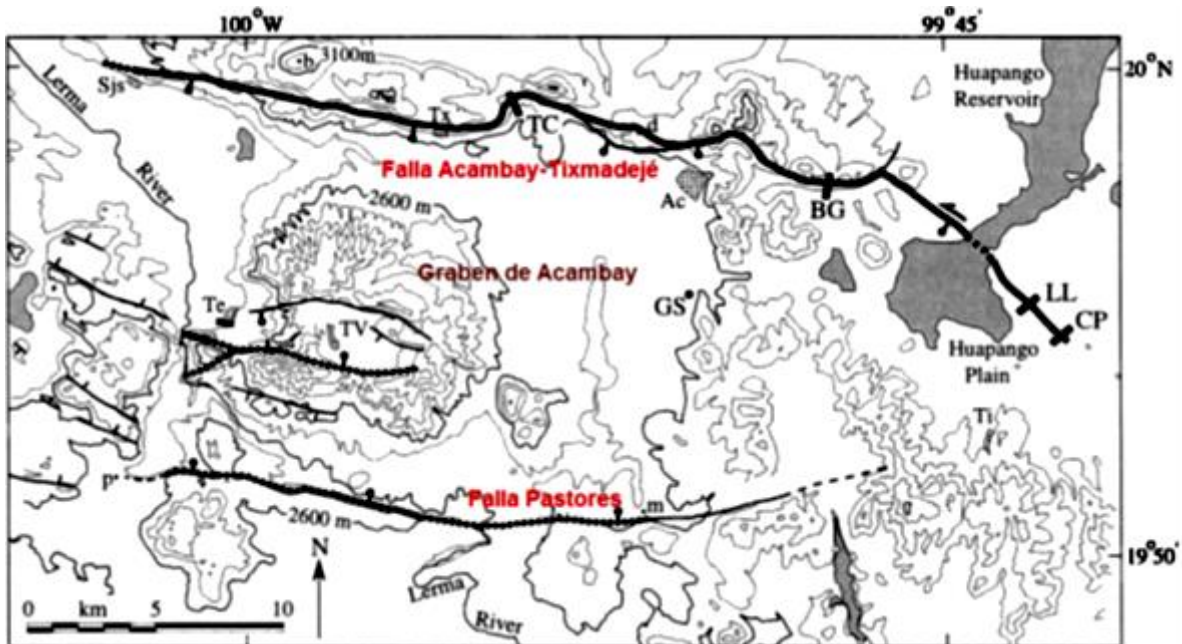


Figura 4.1.2.3. Graben de Acambay (Modificado de Langridge et al., 2000). Las altitudes varían entre los 1640 msnm aproximadamente, en planicies, y de los 2940 a los 4000 msnm en las montañas

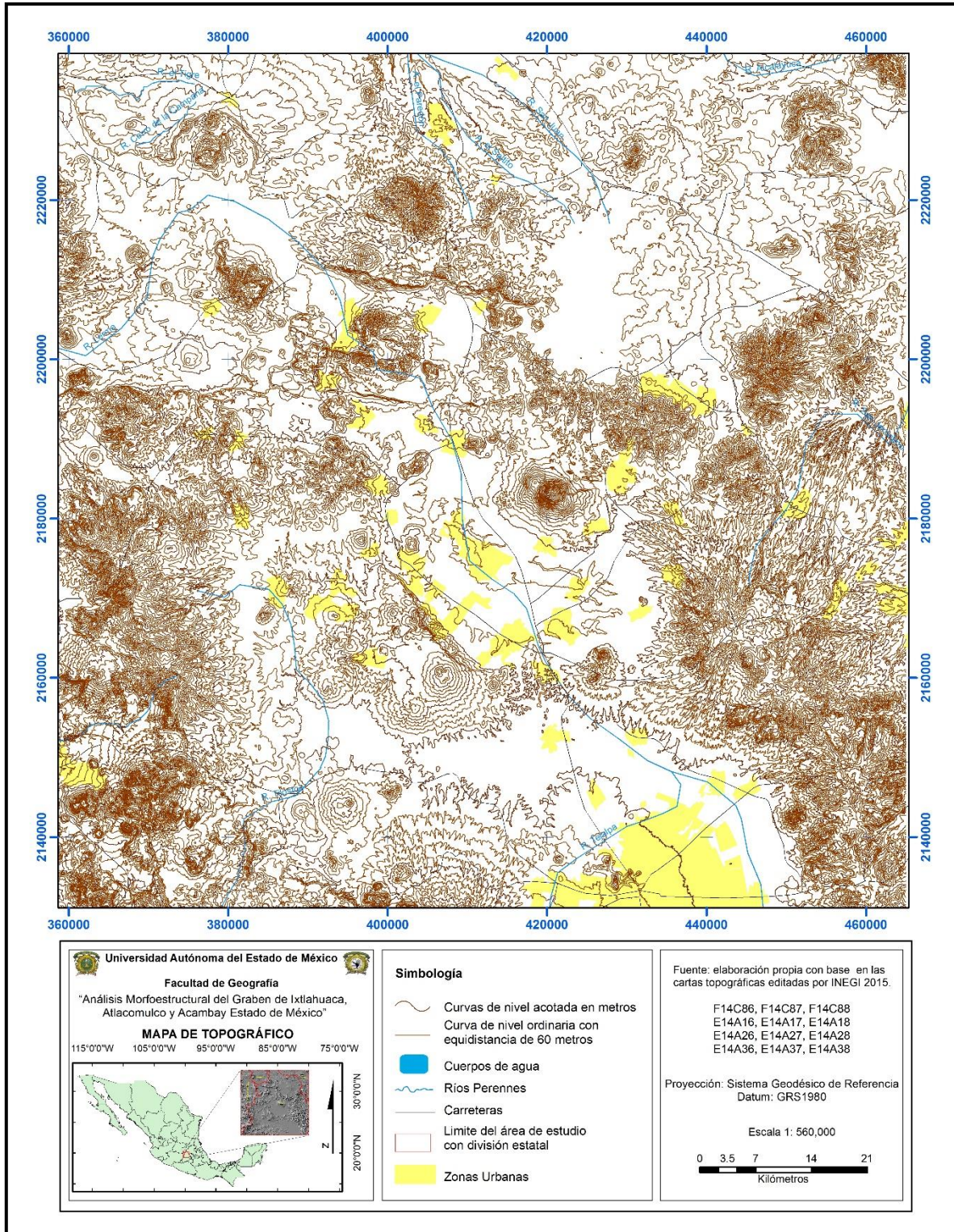


Figura 4.1.2.4. Mapa topográfico, El área de estudio está comprendida en las Cartas Atlacomulco, Ixtlahuaca, Zacantepec, Villa del Carbón, El Oro, Tepeji, Toluca, Amealco, Maravatio, Tula de Allende y Polotitlán.

4.1.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL

Reyes y Becerril (2000) establecen que toda la zona de Ixtlahuaca, Toluca y Atlacomulco forma parte de una serie de lagos antiguos que constituyeron antiguas cuencas cerradas. La historia geológica se remonta al Plioceno Inferior con los esfuerzos tensionales producto del fracturamiento Chapala-Acambay, los cuales dieron origen a zonas de debilidad por donde eyectaron magmas de clase intermedia, Como etapas finales de dicha actividad surgen magmas formando conos volcánicos y derrames de lava.

La acción de las fallas originan que el drenaje original de las cuencas se interrumpa volviéndolas cerradas, permitiendo la acumulación de aguas y la formación de lagos limitados por las fallas y las elevaciones, la falla de Toxi y Acambay al norte, la falla Perales al oeste y entre otras fallas que se asocian al sistema disyuntivo. Con la constante acción del vulcanismo, se depositaron los piroclástos formando tobas lacustres de la Cuenca de Ixtlahuaca. Las tobas lacustres son acumulaciones volcánicas que van desde cenizas finas, hasta horizontes de materiales pumfíticos.

Posteriormente, movimientos ocasionados por tectonismo provocaron el restablecimiento del drenaje, dividiendo el lago en dos partes. En la porción este de la Cuenca de Toluca la nueva actividad de la Sierra de las Cruces provoca la reacumulación de materiales piroclásticos (Reyes y Becerril, 2000).

Estas fallas modificaron las condiciones hidrológicas, pues se modificó la disposición del nivel base de los cuerpos lacustres al cambiar y migrar hacia un nivel de base general de transición hacia el oeste, conocida como la región del Bajío, permitiendo que el desagüe de la cuenca del Alto Lerma se lleve a cabo por medio de un sistema escalonado de planicies lacustres, casos Toluca, Ixtlahuaca, Acambay y Maravatio.

Semejante escalonamiento es el resultado de la dislocación de las fallas de Ixtlahuaca, Perales, Toxi y Acambay, evidenciadas por la rectitud de los escarpes

de falla, cuyo desplazamiento muestra una serie de hundimientos en los bloques septentrionales y levantamiento de los bloques meridionales (Ortiz, 1987).

Los Bloques tectónicos Acambay, Toxi y Perales, como procesos estructurales predominantes.

- *Bloque Acambay*

Forma la pared septentrional del valle de Acambay. Son fallas normales que se extienden a lo largo de 40 km, con una orientación que tiende a ESE-WNW. Sus planos están inclinados al sur llegando hasta los 70° de pendiente, y cortan rocas del Mioceno, con característico desnivel topográfico escalonado de unos 400 m. Al NW se encuentra la falla Epitacio Huerta, también es una falla normal de orientación WNW-ESE, su plano de falla se inclina hacia el sur, con un escarpe de hasta 150 m de desnivel vertical (Martínez y Nieto 1990). Afecta rocas ignimbríticas del Plioceno y corta a la caldera de Amealco en su porción meridional.

El área de la falla de Acambay presenta una actividad sísmica reciente (Ramírez-Herrera, 1998) lo que se le ha relacionado con posibles actividades volcánicas recientes. Los frentes de Acambay-Tixmadeje y Venta de Bravo tienen un alto grado de movimiento, por el contrario los frentes de las fallas Toxi, Temascalcingo y Tepextepec son más sinuosos, con poco desarrollo de facetas triangulares, lo que sugiere un relativo bajo grado de actividad.

- *Bloque Toxi o Pastores*

Forma la pared meridional de la fosa de Acambay, y se extiende longitudinalmente unos 25 km. Sin embargo la falla puede seguirse desde la región de Maravatío al poniente, y se prolonga hasta la falla de Santa María Ilucan, situada regionalmente como la prolongación de la falla Toxi, representado su continuidad estructural al NW, exteniente por más de 100 km. Únicamente en la porción occidental se pierde su continuidad, pero aparece como un sistema de fallas escalonadas que miran al norte (Martínez y Nieto, 1990).

La Falla de Toxi se manifiesta estructuralmente en terrenos miocénicos y plioceno-cuaternarios, por medio de escarpes que pueden alcanzar los 250 m de desnivel topográfico. Se comporta como una falla normal con un menor componente lateral izquierdo, tiene una inclinación de 65° al norte (Martínez y Nieto, 1990). La orientación predominante es de E-W en la parte occidental, y a partir del municipio de Atlacomulco se flexiona hasta una dirección NE-SW.

En la parte oeste de la falla se encuentra un escarpe continuo y planicies fluviales con una fuerte incisión vertical sugiriendo un grado mayor de actividad (Ramírez-Herrera, 1998).

- *Bloque Perales*

La estructura se extiende a lo largo de unos 50 km desde la localidad San Agustín Mextepec, al SSW del Municipio de San Felipe del Progreso hasta el flanco occidental de la Sierra de las Cruces. Su dirección preferencial es E-W al oriente, pero cambian 45° al N, limitando el bloque hundido denominado como fosa Ixtlahuaca (Ortiz y Bocco, 1989). En la mitad de la falla Perales se pone en contacto una serie de rocas volcánicas micénicas con sedimentos lacustres pliocénicos-cuaternarios (Martínez y Nieto, 1990). El sur de Ixtlahuaca constituye la divisoria entre los valles de Ixtlahuaca y Toluca, aquí se cortan sedimentos lacustres que rellenan los valles, formando un desnivel topográfico el cual alcanza los 100 m y se registran 75 m de sedimentos expuestos (Ortiz *et al.*, 1985). Al sur de la falla principal se asocia otra de las mismas características, que corta a rocas volcánicas miocénicas de la Sierra de las Cruces, y sedimentos del valle de Toluca (Martínez y Nieto, 1990).

Al mismo tiempo que se depositaban diatomeas, productos volcánicos y de erosión, se llevaban a cabo movimientos tectónicos, los que más tarde llegaron a dividir en dos partes el lago original, esto es hacia el Pleistoceno Tardío u Holoceno. Esta forma ha sido caracterizada como un pilar tectónico (Ortiz, *et al.*, 1994).

Este ha sido definido como el bloque tectónico o estrechamiento de Perales (Ortiz, *et al.*, 1985), interpretado como un estrecho a manera de puente tectónico ubicado

entre los macrobloques de la Sierra Mazahua y las Sierra de Monte Alto y Monte Bajo. El estrecho de Perales se localiza en un trecho el cual separa la cuenca la cumbre del Alto Lerma con dirección norte (Ortiz, *et al*, 1994). Este último límite fue denominado por el mismo autor como la Falla Lerma-Victoria con rumbos este-oeste y constituyen el contacto entre varios megabloques positivos y negativos. Lugo (1981) comenta que es una anomalía positiva relacionada con depósitos volcánicos del cuaternario. El bloque cuenta con una altura promedio de 2600 msnm y un desnivel relativo de aproximadamente 75 metros, sobre la fosa que a la vez es la denominada planicie de Ixtlahuaca, expresa el relieve con lomeríos de suave pendiente con cimas planas, las que coinciden en altitud con Las Ciénegas de Lerma (Ortiz, *et al*, 1985), y es por esta razón por lo cual se ha considerado que tanto el Bloque Perales como la Fosa de Ixtlahuaca, en un tiempo, pudieron haber formado parte de una superficie de nivelación local.

4.1.4. LITOLOGÍA LOCAL

Las unidades litológicas que afloran dentro del área de estudio oscilan entre el Cretácico y el Cuaternario, donde la construcción geológica abarca rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, la siguiente descripción está basada en la información que se obtuvo de las Cartas Geológicas escala 1:250000 del Servicio Geológico Mexicano. Las rocas existentes en el área de estudio corresponden a la secuencia volcanosedimentaria que se relacionan a la actividad y modelado del SVT (Figura 4.1.4.2), a continuación se describen los pisos que conforman el área de estudio.

Fosa de Acambay. La base consiste de andesitas y dacitas las cuales son descritas como Formación Xochiltepec (TmA-Da), le sobreyacen tobas dacíticas y riolíticas del Neógeno-Cuaternario, conocidas como Secuencia Piroclásitica de Ñado (TpITDa-R) a la que sobreyacen tobas andesíticas y andesitas los cuales forman domos de algunas elevaciones; en el sur de la fosa la secuencia cambia y las rocas que sobresalen son una serie de andesitas y basaltos que se describe como Andesitas-Basaltos Octeyula (TpIA-B); en Atlacomulco, aflora la Andesita

Atacomulco y Basalto Metales (QptA-B), el vulcanismo continuó en el reciente con el Volcán Jocotitlán, donde se describe la unidad Pómez Jocotitlán (QhoTA) compuesta por productos piroclásticos de cenizas, tobas, brechas y aglomerados y el Domo Jocotitlán (QhoDa-A) de composición dacita-andesita, formado en el Holoceno.

El campo volcánico de la Sierra de la Cruces. Se edificó sobre la secuencia andesítica- dacítica descrita como formación Xochiltepec (TmA-Da), que está cubierta por la Formación Las Cruces (TplA-Da), compuesta de rocas de tipo andesitas y dacitas desarrolladas en el periodo Neógeno, el cual en algunas partes de la Sierra existen variaciones de riodacitas, está cubierta por lahares y tobas andesíticas de la Formación Zempoala (TplLh-TA) y por derrames de andesita basálticas de la Formación Ajusco (QptA-B), en la parte sur de la Sierra de la Cruces, cubren a la Formación Las Cruces del Plioceno tardío, por lo que se infiere una edad del Pleistoceno medio. Los aparatos volcánicos que presentan un vulcanismo de tipo andesítico-basáltico, fueron definidos como Formación Jumento.

Campo Volcánico Nevado de Toluca. Consta de los volcanes San Antonio y Nevado de Toluca, en el primero se han diferenciado dos unidades principales descritas como Secuencia Volcánica San Antonio (TplDa-A y TplLh-TA1) la primera forma el aparato principal y consiste en una serie de derrames y tobas; la segunda se extiende por las partes bajas del volcán y consiste en formación de lahares y tobas, en el segundo volcán fue estudiada la formación Zinacantepec, también descritos como: "Conjuntos laháricos más antiguos", "Lahares de valle más jóvenes" y "Lahares pumicíticos tardíos". Conformando el aparato principal se encuentra la Formación Chontalcuatlán, Ordoñez E. (1092) la consideró del Plioceno y Bloomfiel K. *et al.*, (1974 y 1977) consideraron que el volcán primitivo fue formado en el Pleistoceno tardío y después reventado por una erupción violenta tipo vulcaniano, De Cserna Z. *et al.*, (1981), reportan una edad K-Ar de 1.6 Ma. Sus productos volcánicos son derrames masivos y brechoides andesíticos. Como evento final de este vulcanismo ocurre una serie de derrames de tipo andesítico-basáltico (QhoA-

B), asociado a pequeños conos volcánicos, dentro de éste se engloba el vulcanismo del Volcán la Guadalupeana que es uno de los más extensos.

El material de estos tres campos contribuyeron a la formación de los sedimentos lacustres que conforman la Cueva de Toluca-Ixtlahuaca, descritos como la Formación Ixtapantongo (Qptla) que consiste en una secuencia de tobas y rocas clásticas semiconsolidadas que incluyen conglomerados, areniscas y limolitas todas estas acompañadas por material aluvial, cuya formación se presenta durante el Cuaternario, Sánchez R. G. (1983) reporta cuatro edades C^{14} , que varían desde 23180 a 1880 años b.p.



Figura 4.1.4.1. Flujos de lava del volcán “La Guadalupeana” en Ixtlahuaca. Las fotografías muestran las fracturas de enfriamiento a modo de capas de cebolla, lo que ocasiona que se fracture en forma de lascas.

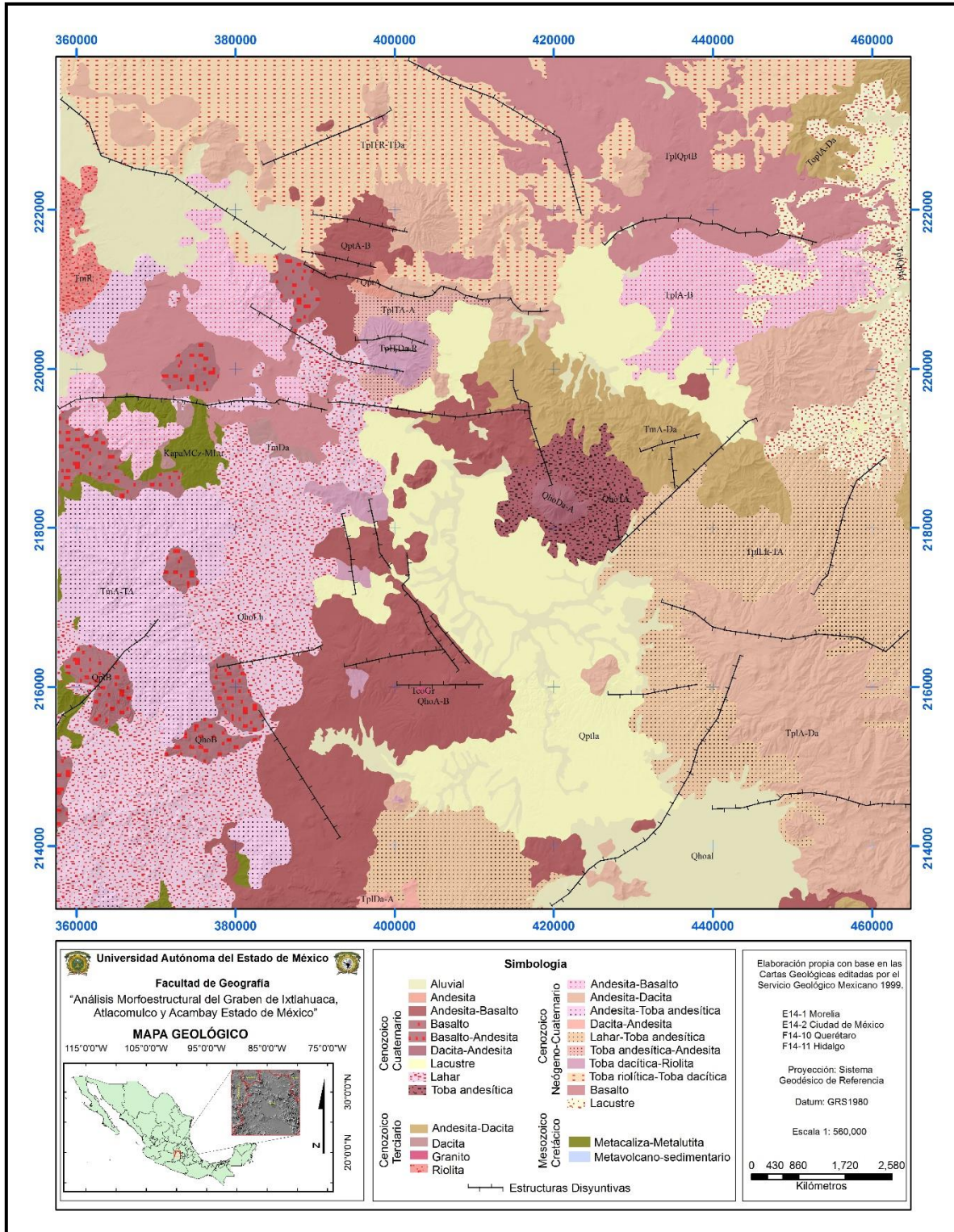


Figura 4.1.4.2. Mapa Geológico

CAPÍTULO 5.

ANÁLISIS

MORFOLÓGICO

« – Las geografías –dijo el geógrafo– son los libros más preciosas de todos los libros. Nunca pasan de moda. Es muy raro que una montaña cambie de sitio. Es muy raro que un océano se quede sin agua. Nosotros escribimos cosas eternas...»

Libro “El Principito”

El análisis Morfológico, permite conocer las diferentes formas del relieve, distribución y localización, así como el poder identificar los diferentes procesos que se están presentando, y cuál es el predominante dentro del área. Al realizar el análisis se permite sintetizar e interpretar la conformación de unidades geomorfológicas, con la finalidad de relacionar las estructuras, los agentes y los procesos que intervienen en la formación, modelación y caracterización del relieve terrestre; así como la clasificación de los mismos marcando índices de límites entre las estructuras dentro de la zona.

5.1. CARTA ALTIMÉTRICA

De forma visual, dentro de los 5 primeros rangos identificados con color verde, y amarillo; distribuidos en casi toda la zona de estudio, se les puede asignar la categoría de valle, planicies acumulativas y pie de monte inferior.

En los rangos 6 y 7 representado por amarillo y naranja, se logra identificar geoformas como pie de monte inferior y superior, escalonamiento, elevaciones o lomeríos y estructuras volcánicas, que presentan distinta orientación y distribución, donde además se pueden apreciar algunos lineamientos con dirección N-S, y E-W.

Los rangos del 8, 9 y 10 de rodales rojo, café y negro, se tienen estructuras como: laderas altas y medias, estructuras volcánicas, parte de macizo montañoso y cimas donde los parteaguas presentan una geometría asimétrica, evidenciando zonas que tienen un fuerte control estructural, influenciado por la actividad tectónica.



Figura 5.1.1. Fotografía tomada desde la ladera Norte del Nevado de Toluca, se muestra la planicie de Toluca e Ixtlahuaca, así como el volcán Jocotitlán (al fondo de la imagen), punto más alto de la zona de estudio (3910 msnm)

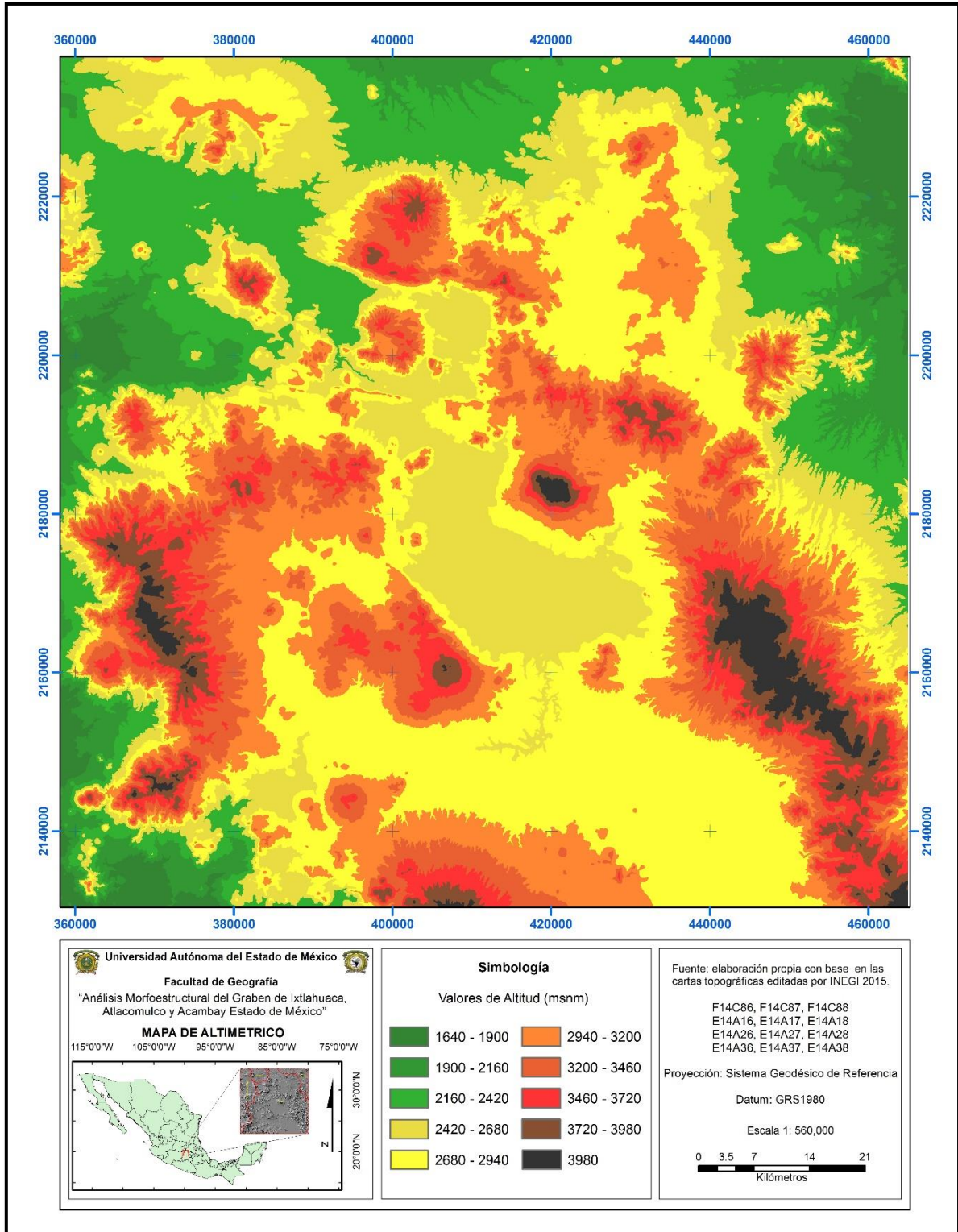


Figura 5.1.2. Mapa altimétrico

Lo puntualizado de manera antecesora a esta parte, se basa en función de la teoría; ya que en el equilibrio dinámico no perfecto de un sistema siempre van a existir alteraciones, debido a los agentes exógenos (clima, vegetación, fauna, y erosión) y endógenos (tectonismo y vulcanismo), como en este caso, donde se puede apreciar el agente que está afectando de forma directa en la morfología de algunas estructuras es el endógeno por medio de la erosión, por tanto para el análisis de esta zona se deben considerar las variables que modifican el sistema en relación con el tectonismo a nivel regional.

Los rangos que comprende del 1 a 5, de la carta pertenecen a planicie, valles acumulativos y fluviales de origen tectónico; por las características estructurales que presenta la zona; estas secciones han sido modeladas por la erosión fluvial, donde se puede inferir que el escalonamiento original o base del terreno, que ahora han sido desplazadas a un nivel superior, debido a la acción erosiva de las corrientes fluviales y a la presencia de un material más frágil. Otro modificador del relieve actual es el endógeno, ocasionado por la actividad tectónica (causada por un sistema de fallas normales, entre las cuales destaca la falla de Acambay, Toxi y Perales) y volcánica de la zona.

Dentro de los rangos 6 y 7, se tiene la unidad de pie de monte inferior y superior, parte de planicie y algunas estructuras volcánicas pequeñas.

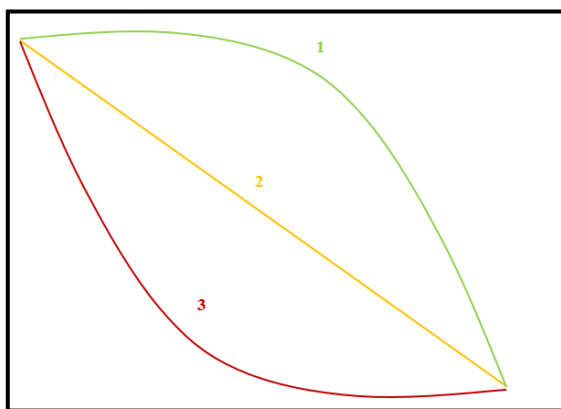
En el rango 8, 9 y 10, se tiene la presencia de laderas altas y medias, estructuras volcánicas (domos, conos y estratovolcanes), parte de macizo montañoso es influenciado por la actividad tectónica, los cuales se encuentran distribuidos en toda el área de estudio. Se tienen estructuras formadas por fallamiento, como escarpes, semigraben y horts, también representan una serie de sierras alargadas, que son las divisorias de aguas o parteaguas principal, que es el punto más alto del relieve entre dos corrientes fluviales o entre cuencas hidrológicas; por lo general la divisoria es muy inestable en las zonas montañosas, donde cambia su geometría, y se supone que forma parte de un sistema, y deberían de presentar cierta uniformidad, pero en este caso, su forma es asimétrica, ocasionando que se tengan en algunas zonas valles paralelos tipo graben.

Este tipo de mapa permitió clasificar y delimitar morfológicamente el área, con el fin de expresar de manera inmediata el relieve en su totalidad, resaltando su asimetría, planicie, valle, estructuras volcánicas y pie de monte, que se encuentran distribuidos en la zona de estudio, permitiendo mostrar el control estructural que se tienen.

5.2. CURVA HIPSOGRÁFICA

Es un elemento morfométrico que apoya al análisis de la carta altimétrica indicando la relación de extensión territorial con respecto a la altitud, el predominio de la actividad endógena o exógena; en dependencia con la forma de inclinación de la curva, denota los rompimientos de pendientes o anomalías en el terreno, así como la reactivación de procesos erosivos o cambios bruscos en laderas producidos por un ascenso y descenso de megabloques, refleja también de forma visual la incidencia del escalonamiento del terreno, o en qué nivel altitudinal existe mayor capacidad de depositación de materiales.

La curvatura de la línea resultante en la graficación de los puntos de intersección, en primera instancia indica la predominancia de procesos endógenos o exógenos que modifican y modelan el relieve en el área en general, así como resaltar zonas donde existen anomalías, tectónicas, denudaciones y sedimentación. La curva puede ser comparada con la figura siguiente.

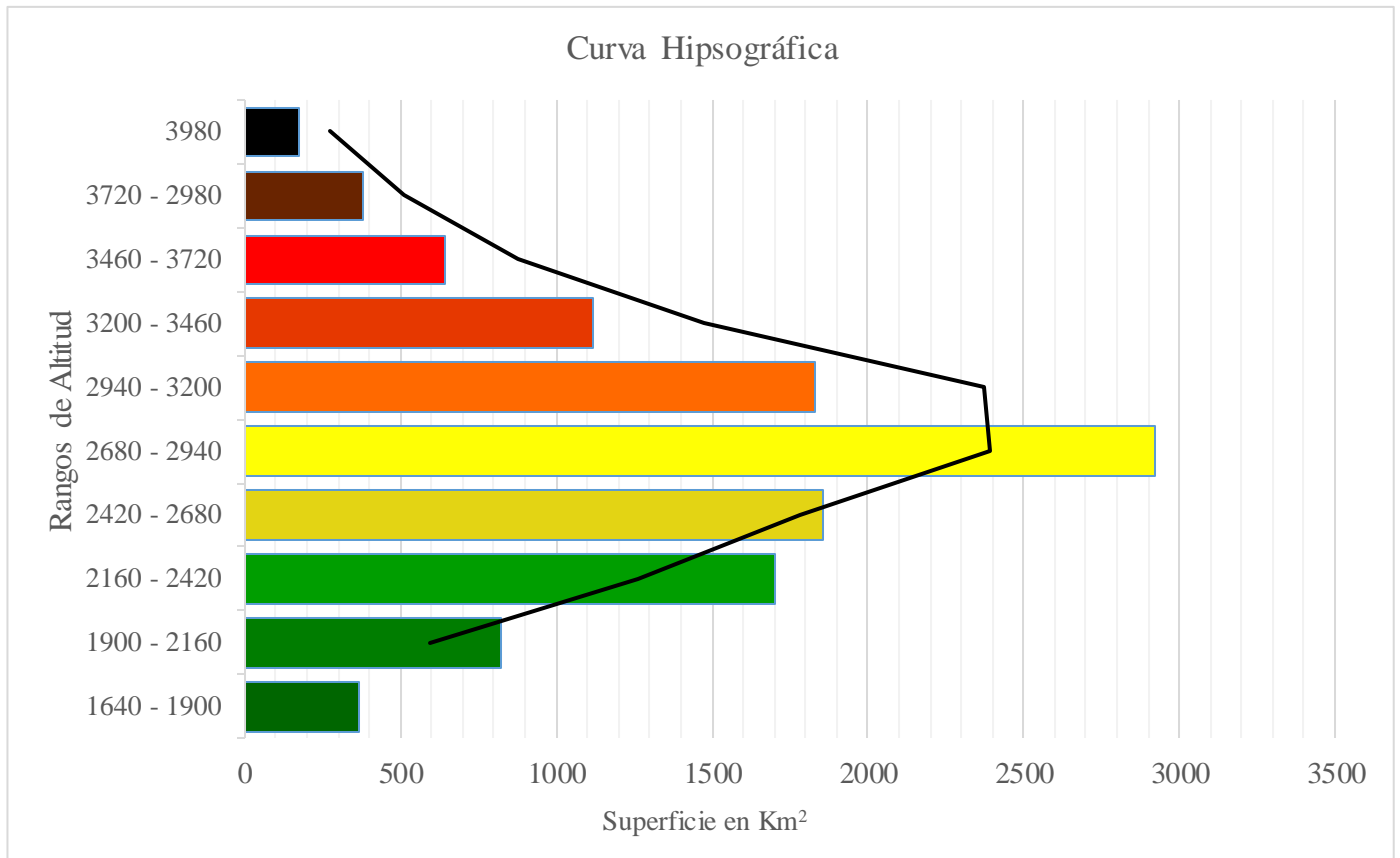


1. **Relieve reciente, mayor actividad erosiva.**
2. **Relieve modelado, equilibrio entre erosión y depositación.**
3. **Relieve erosionado, mayor depositación de material.**

Figura 5.2.1. Tipos de curvas hipsográficas. Modificado de Monkhouse, *et al.* 1996.

No. de Rango	Rangos de Altitud	Área de extensión Km ²	Porcentajes de extensión %
1	1640 - 1900	365	3.1
2	1900 - 2160	825	7.0
3	2160 - 2420	1701	14.4
4	2420 - 2680	1859	15.8
5	2680 - 2940	2923	24.7
6	2940 - 3200	1828	15.5
7	3200 - 3460	1115	9.4
8	3460 - 3720	643	5.4
9	3720 - 2980	377	3.2
10	3980	177	1.5
		11811	100%

Tabla 5.2.1. Áreas de extensión y porcentaje de los rangos altitudinales



Gráfica 5.2.1. Curva Hipsográfica del área de estudio, donde se muestra el tipo de relieve 2 (relieve modelado, equilibrio entre erosión y depositación) y 3 (relieve erosionado, mayor depositación de material) de acuerdo a la figura 5.2.1 anterior.

Al analizar la curva Hipsográfica, como punto de partida se observa en color negro el rango de menor extensión territorial pero con las mayores elevaciones del área estudiada, que coinciden con estructuras y afloramientos rocosos ejemplo de ello son las cimas del volcanes como el Jocotitlán, la Guadalupeana, los estratovolcanes pertenecientes de las Sierras de las Cruces y Maravatío, de forma consecutiva al descender de altitud aumenta de 1.5% a 3.2% en el noveno rango, es aquí donde se localizan domos volcánicos y los materiales litológicos de mayor resistencia a la erosión, para el octavo rango existe un aumento de 5.4% el cual es originado por el desgaste y depositación de los materiales provenientes de las secciones superiores.

En el rango siete sigue la secuencia de aumento pero ahora corresponde a 9.4% del total del área lo que denota la continuación de la erosión-acumulación en las partes más bajas, posteriormente en el rango seis aumenta de manera considerada el porcentaje de extensión lo que deja al descubierto una inconsistencia en las estructuras, debido al colapso de algunas estructuras del área y la presencia de mayor densidad de fallas (de diferente tipo) y fracturas, este rasgo que se hace característico a partir de dicho rango hacia rangos inferiores (5 y 4) refleja la mayor actividad en el depósito de materiales.

En los rango 5 existe el mayor depósito de materiales indica que los rangos superiores el sistema geomorfológico busco la manera de reorganizarse y equilibrarse para compensar anomalías que pudiesen existir en estos rangos, y como consecuencia aumento la actividad erosiva en altitudes mayores de 2640 msnm logrando así una nivelación de la curva, el material erosionado de esta área se depositó en los rangos altitudinales inferiores, siendo el número 5 el de mayor concentración.

En los rangos 4, 3,2 y 1 la inclinación de la curva muestra un equilibrio dinámico no perfecto y variado, con poca fluctuación en el porcentaje, pues la depositación de materiales se debe en primera instancia a la capacidad energética que entra en el sistema y produce actividad erosiva, así, el intercambio de materia y energía en estas áreas surge de manera consecutiva por niveles energéticos. Significando que por cada sección altitudinal que se descienda, la actividad acumulativa es inversamente proporcional y aumenta, al igual que su extensión territorial deberá aumentar conforme se desciende de altitud, debido al acomodo de materiales y su ángulo de reposo, de este modo se mantiene una estrecha relación de los elementos o componentes del sistema y las relaciones entre ellos, pues la disminución de uno provoca el aumento del otro y viceversa.

5.3. HIDROLOGÍA

La zona de estudio se encuentra dentro de la región hidrológica Lerma-Santiago, las condiciones hidrográficas de esta zona muestran que la cuenca del río Lerma recorre diversos municipios del área, ingresa por el sureste, continuando por el centro y saliendo por el noroeste.

La configuración del sistema de drenaje general; parte de la forma dendrítica, subdendrítica y radial-centrífuga, localizadas a lo largo y ancho de toda la zona de estudio, marcando estructuras semicónicas, cónicas y elevadas, en algunos puntos; donde los afluentes de tercer, cuarto y hasta quinto orden, se van agrupando en zonas bajas como planicie, valles y piedemonte inferior, mostrando con ello las corrientes que se unen a la principal o troncal, formando ángulos agudos de diversa graduación.

La caracterización alométrica, es el análisis de las formas del drenaje; de este modo tomando en cuenta lo establecido por Guerra (1980), se establece que el drenaje es uno de los elementos de mayor importancia o tal vez el más importante de todos.

El drenaje es la manera en que un área dispone de agua que escurre sobre ella, se encuentra íntima y especialmente relacionado con otro elemento fisiográfico y geomorfológico de extraordinaria importancia, la erosión (Guerra, 1980).

Este autor considera que la importancia del drenaje, como indicador directo de las condiciones del terreno, se deriva del hecho de estar determinado y condicionado por los factores físicos naturales, clima, vegetación, suelo y rocas, por lo tanto, el escurrimiento adoptará configuraciones típicas para cada clase de rocas.

Las fases secuenciales en las cuales se formó y configuró el sistema de drenaje de esta área de estudio muestran la evolución de las estructuras generales, y la etapa erosiva de la zona, así como también la movilidad y transferencia de estímulos

A continuación se presentan las principales configuraciones de drenaje encontradas dentro del área de estudio:

❖ **Configuración de drenaje rectangular**

Esta configuración es una modificación de la enrejada y se caracteriza por violentos cambios rectangulares en el curso de las corrientes fluviales, tanto de las principales como de las tributarias

Esta disposición rectangular es una consecuencia de los sistemas de juntas o diaclasas, y de fallas estratificadas horizontalmente, en las cuales los bloques montañosos tienen una configuración de tablero de ajedrez, ajustándose los valles a las fallas y juntas; la configuración rectangular se encuentra afectada localmente, en ocasiones por la diferente composición de estratos horizontales

❖ **Configuración de drenaje Paralela**

La unidad corresponde a la planicie de toba con una erosión fluvial baja, la cual tiene una orientación general NW.SE, corresponde también a la peniplanicie de toba y basalto con una erosión fluvial moderada; el pie de monte se refiere a un talud de detritos de toba, brecha volcánica, andesita y basalto con erosión fluvial alta .

❖ **Configuración de drenaje Radial**

En el área de estudio se encuentran unidades geomorfológicas como domos principales que son los representativos en este tipo de configuración de drenaje; se hacen presentes también unidades como piedemonte y laderas

Las laderas ubicadas en la parte NNE son de roca andesítica con erosión fluvial intensa, los cuales presentan este tipo de drenaje. Los domos están formados generalmente por rocas basálticas, toba o brecha volcánica con diferente erosión fluvial desde incipiente hasta muy intensa

❖ **Configuración de drenaje Desordenada**

Con respecto a la zona de estudio se consideró que esta configuración de drenaje se extiende de S a N, correspondiente al Río Lerma; sin embargo, también se extiende en dirección E-W, siendo estas áreas de planicie aluvial.

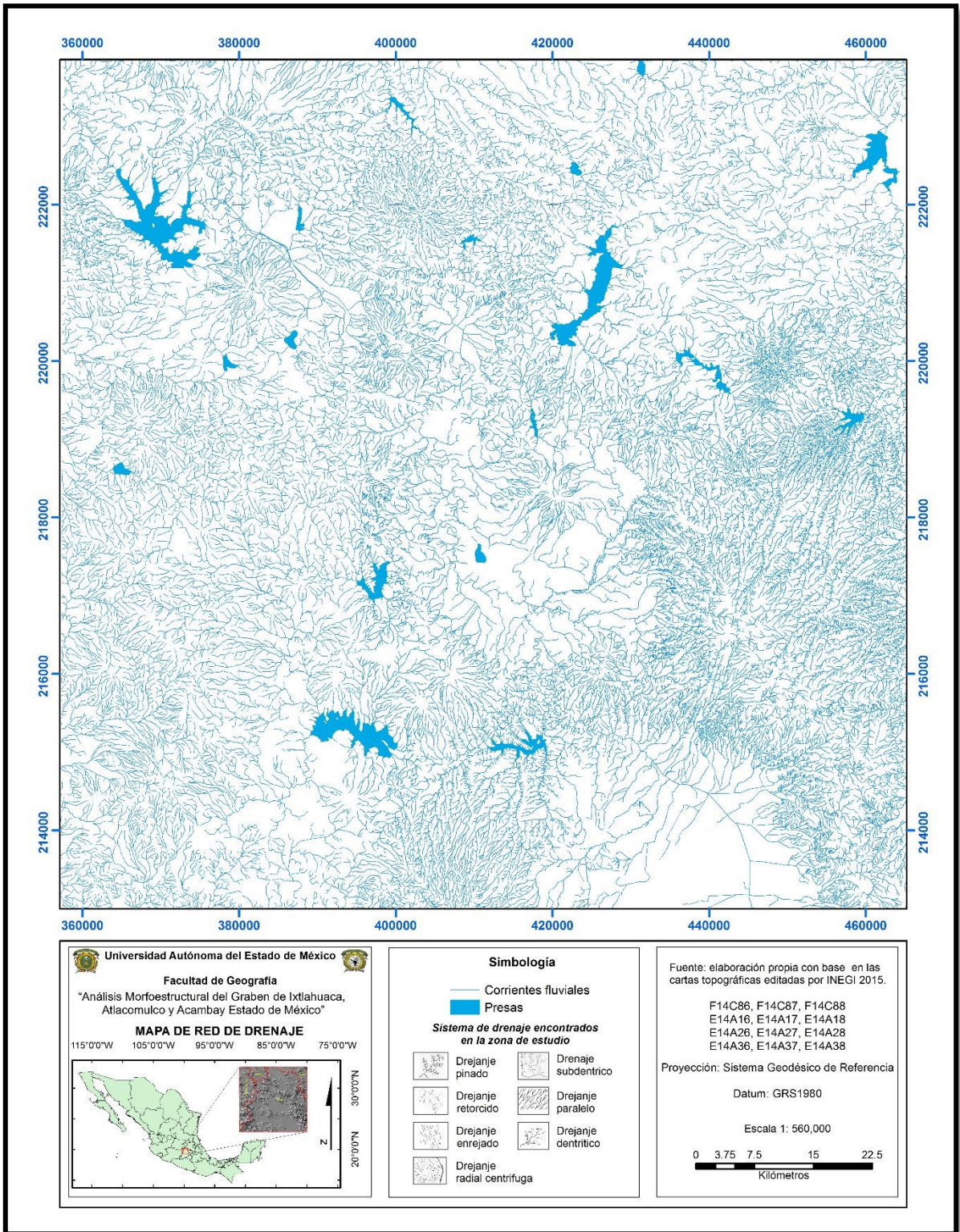


Figura 5.3.1. Mapa de red de drenaje

Este tipo de mapa, es una herramienta que permite indicar de manera fácil el grado de erosión fluvial que los estratos rocosos han sufrido y muestran el tipo de material con el cual está constituida la zona, la resistencia y el control estructural que los domina; lo cual facilita la identificación de estructuras las cuales no se pueden apreciar a simple vista y en dado caso confirmar las que han sido inferidas, además de marcar la dirección los morfolineamientos.

5.4. ORDENES DE DRENAJE

Por medio de este mapa se logró jerarquizar y clasificar las corrientes fluviales por órdenes numéricos, asignando de forma visual una coloración a cada afluente, lo que permite la delimitación de cuencas y subcuencas, y también reconocer la configuración de los sistemas de drenaje, y la actividad erosiva o acumulativa fluvial y general del mapa, esto en dependencia de la cantidad de corrientes existentes por cada número de orden.

La clasificación de las corrientes se estableció conforme se obtenía la conjugación de dos órdenes iguales, esto incrementa de forma posterior al orden consecutivo, con lo cual resulto en un máximo de 7 órdenes diferenciadas cada uno por una gama de colores, se intentó así también resaltar con ello la presencia de múltiples rasgos fluviales de capacidad erosiva y acumulativa.

Con el total de corrientes y su diversa categoría, se puede deducir de manera general, que en el área de estudio el proceso de erosión fluvial se mantiene como uno de los principales caracterizadores del relieve, al menos de forma superficial, debido a que las corrientes existentes en las áreas disectadas por el agua, son de primer orden, las cuales dicho por Guerra (1980) son los afluentes de mayor actividad exógena, sin importar si estos se encuentran en zonas de mayor o menor altitud, donde de igual forma ejercen su influencia en estratos de rocas duras.

Las corrientes de primer orden existentes en la zona de estudio, se ubican en las cabeceras de las cuencas, gracias a ello de manera gradual, desgastan las rocas y amplían los circos de erosión y transfieren materiales detríticos de un afluente hacia otro de categoría superior, conforme continúa dicha sucesión de materia, la energía erosiva se sustituye por capacidad de arrastre de materiales, con ello, aumenta en áreas de menor gradiente la cantidad de depósitos según se incrementa en número de órdenes.

Trasferencia de energía y de materia se beneficia conforme ésta se traslada de un orden a otro, lo cual indica que la fuerza impulsora (erosión fluvial) de dicho movimiento, mantiene una trayectoria de flujo que indica la dirección hacia la cual debe fluir los estímulos de los sistemas, con ello se indica que estos últimos se dirigen desde las áreas de mayor altitud, hacia las de menor altitud, y se transfieren de forma secuencial de los afluentes de primer orden hasta los de séptimo orden.

Las corrientes transportan materiales que nutrirán de elementos a los suelos de las planicies aluviales, con ello se logra la integración de energía y materia en el interminable ciclo del relieve.

Al igual que el número de corrientes y sus órdenes respectivos, las configuraciones del drenaje son una herramienta de análisis de la actividad de erosión o acumulación éstas indican de manera fehaciente el grado de afección que los sustratos rocosos han sufrido durante la erosión fluvial, e indican así mismo el tipo de materiales los cuales existen en una zona, la resistencia y el control estructural que los domina.

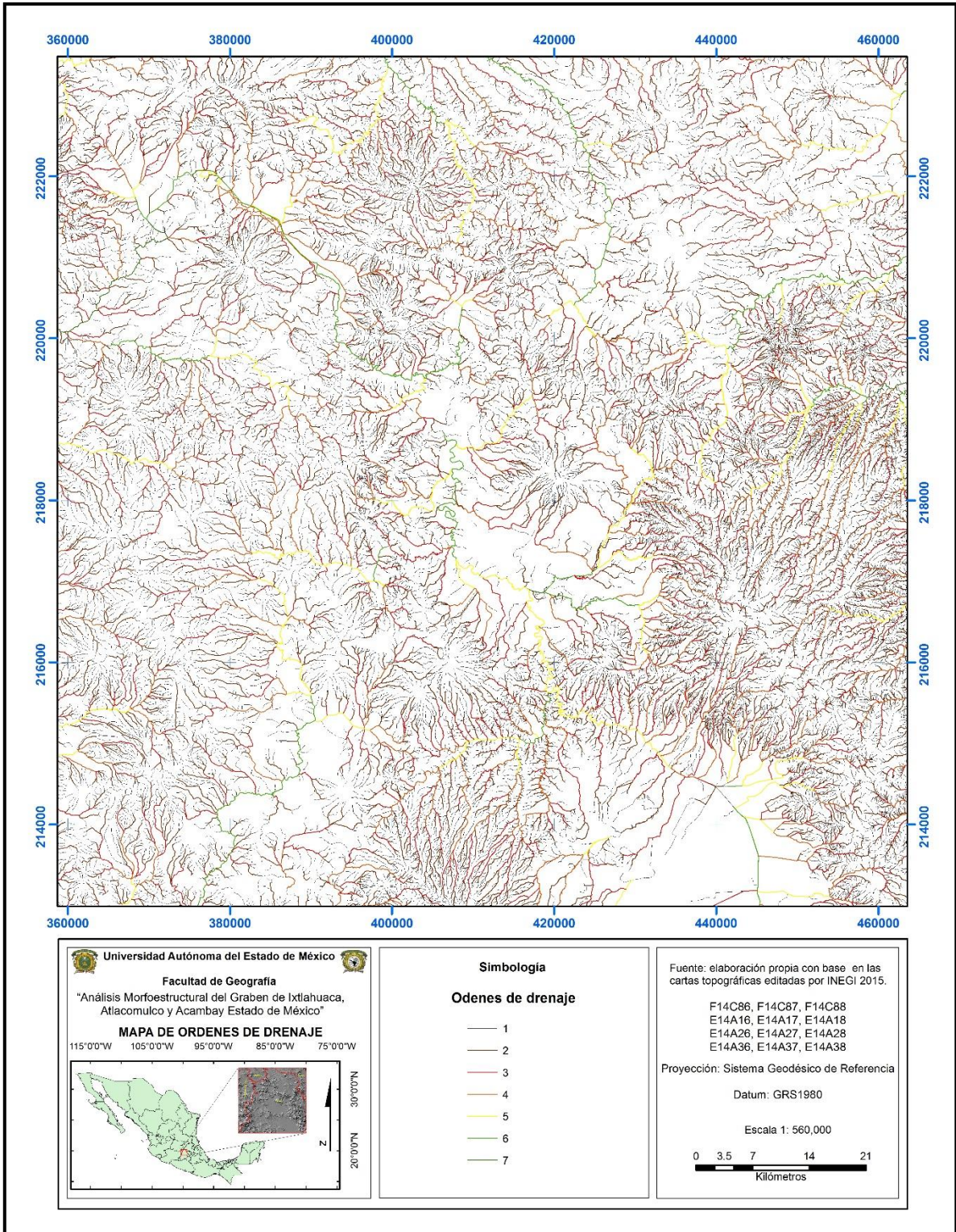


Figura 5.4.1. Mapa de Ordenes de Drenaje

CAPÍTULO 6.

ANÁLISIS

MORFOMÉTRICO

Este capítulo, se ocupa de emplear parámetros espaciales con categorías geométricas, es decir, dimensiones y tipología en todas las formas del terreno.

En el análisis morfométrico, los procesos son variados, ya que todos tienen el mismo fundamento el cual consiste en clasificar geométricamente el relieve, siguiendo un sistema progresivo y estructurado en niveles de aproximación según la fisionomía del terreno.

La longitud, superficie, altura, pendiente, orientación, frecuencia, entre otros elementos numéricos, son algunos de los principales componentes posibles de cuantificar a partir de las formas del relieve.

Mediante el desarrollo de este análisis se manejó un concepto fundamental para la ciencia geomorfológica, que es el de la *complejidad de las formas*, donde se establece que toda forma del terreno es vulnerable de ser descompuesta en otra u otras más sencillas, hasta finalmente llegar a la parte elemental, la superficie planar, representada por una pendiente.

6.1. DENSIDAD DE DISECCIÓN

En este mapa se presenta la cantidad de corrientes existentes en un espacio determinado (1 km²), para cuantificar la acción sobre el relieve (erosión). Así mismo se obtienen aspectos de control estructural que pueden existir en la zona.

Es un instrumento de análisis cartográfico, que permitió identificar áreas de susceptibilidad erosiva y otras en las cuales el material subyacente es más resistente, esto con ayuda de la observación y la medida longitudinal obtenida de las corrientes que se encuentran en una unidad de superficie determinada, para este caso es de 1 km², lo que permite clasificar cada área en relación con la saturación de corrientes por cada cuadrante, y conocer cuáles son las zonas más afectadas por la erosión vertical y en las que se pueden obtener una mayor depositación de material.

Con la ayuda de este mapa se lograron identificar la relación que se tiene entre intensidad, levantamiento, erosión, hundimiento y acumulación, pues son el principio para la comprensión de las formas del relieve en su origen y dinámica actual.

Con los datos obtenidos, se seleccionaron 7 rangos de análisis, que parten de la menor densidad, hasta llegar al valor más alto de la misma condición, y con ello poder comprender la capacidad erosiva de las corrientes que ha permitido clasificarla desde una perspectiva erosiva muy baja, hasta muy alta, como se muestra en la siguiente tabla.

Km. Lineales de los afluentes por unidad de superficie.	Densidad de corrientes	Porcentaje que ocupa en la zona de estudio
6-7	Muy densa	0.30%
5-6	Densa	0.92%
4-5	Media	3.69%
3-4	Baja	11.37%
2-3	Muy baja	23.80%
1-2	Escasa	29.53%
0-1	Casi inexistente	30.36%

Tabla 6.1.1. Rango de la densidad de corrientes fluviales.

La interpretación de la carta de densidad de disección, se realizó de forma vertical, desde el sistema montañoso, hasta la planicie acumulativa, con ello se pretende resaltar que los datos numéricos mayores se relacionan con las geoformas de altitudes mayores e intenso modelado, materiales deleznable y antiguos, mientras que los números bajos se asocian a las secciones de poca altitud, de materiales con mayor resistencia a la disección y de reciente formación.

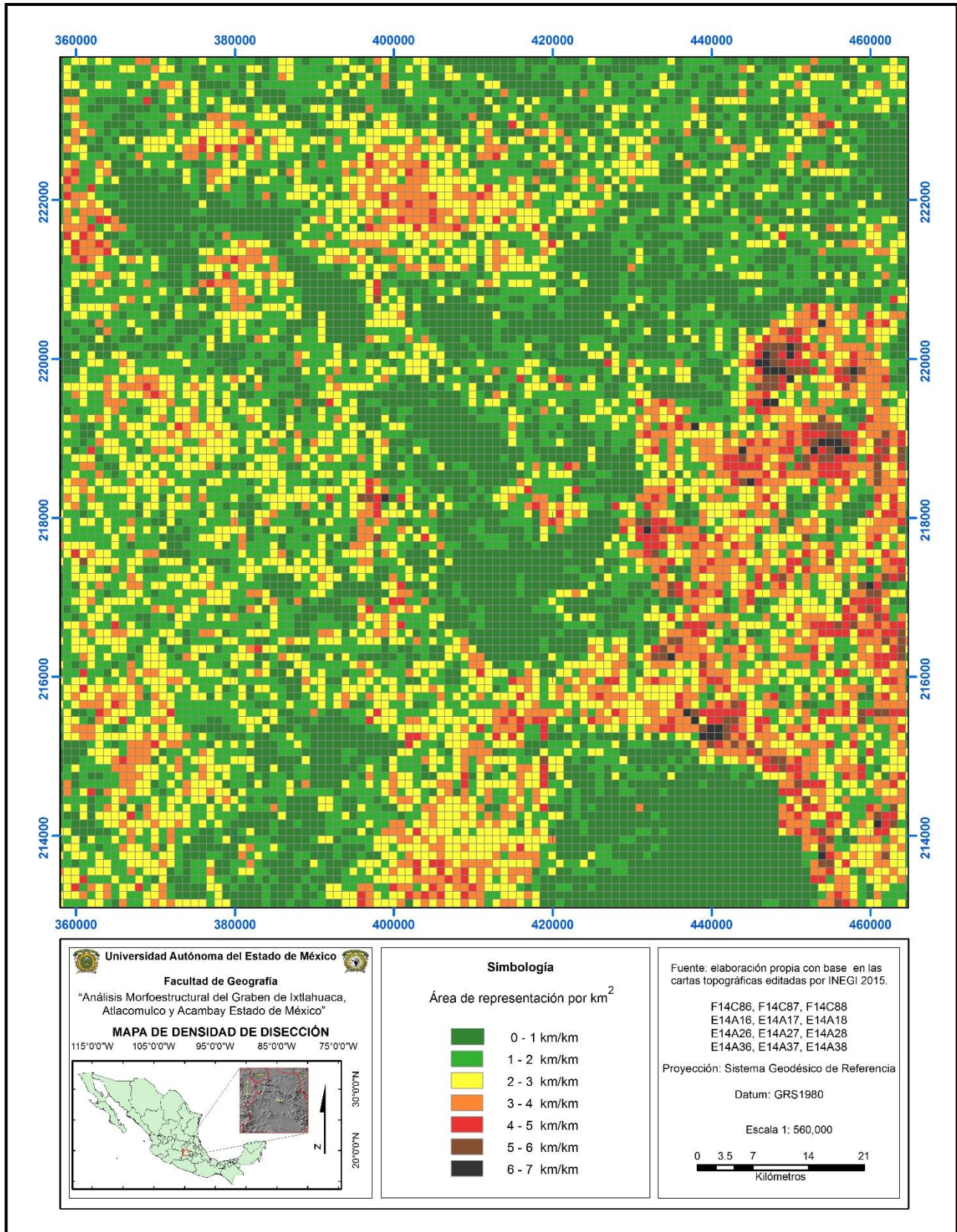


Figura 6.1.1. Mapa de Densidad de Disección

Las zonas representadas con color negro, son sectores con características erosivas, clasificadas como muy densas, mostrando que por unidad de superficie existen de 6 a 7 km lineales de corrientes intermitentes o perenes, las cuales han logrado disectar las rocas y depósitos de materiales, caracterizando el relieve con la presencia de valles en “V” principalmente en la zona sureste. De acuerdo al porcentaje esta unidad es la más baja en cuando a dimensión.

El rango 5 a 6 km es representado por el color café, donde su densidad de corrientes fue denominada como densas, ocupando el penúltimo lugar en porcentaje, en estas zonas sigue presente la dominación de la erosión lineal, profundización de valles, en materiales ígneos.

Las secciones representadas por el color rojo, del rango 4 a 5 km denota la susceptibilidad de disección de las corrientes sobre algunos materiales principalmente ígneos, continuando con erosión areal, pero aumentando en este caso el número de porcentaje de ocupación.

La densidad de 3 a 4 km, identificadas por el color anaranjado, cuya densidad es definida como baja, incrementa de manera sobresaliente el porcentaje de extensión con respecto a los rangos anteriores, lo que puede indicar que a partir de este punto, los materiales del área muestran una homogeneidad, y se comienza a tener un equilibrio entre la actividad endógena y exógena, permitiendo notar una serie de pequeños lineamientos, debido a la actividad tectónica que cambia los patrones de drenaje.

El rango de 2 a 3 km, representa el tercer lugar de mayor porcentaje de ocupación de la zona, con una capacidad erosiva muy baja, caracterizada por el color amarillo, sin embargo debido al tipo de material que se encuentran en algunas zonas lo hacen susceptible en mayor medida a la erosión lineal de ríos intermitentes.

El primer y segundo rango, se ubica en planicies, valles fluviales y tectónicos por consiguiente, los materiales son fáciles de disectar por una corriente a pesar de la poca capacidad erosiva; debido al bajo ángulo de inclinación que la pendiente

presenta, facilita la depositación de materiales detríticos erosionados en sectores superiores.

La clasificación de la capacidad erosiva escasa y casi inexistente está presente en estos últimos rangos, siendo aquí las zonas de mayor porcentaje de extensión, debido a la altitud y la forma de la pendiente.

Por consiguiente, en esta carta se pueden apreciar las siguientes cuestiones:

La planicie orientada en dirección general NW-SE, se expone una baja erosión, sin embargo, se marcan dos líneas en forma diagonal, dividiendo la planicie orientadas hacia el NW a SE.

El sistema lineal permanente a un graben, en dirección SW se marca notablemente con una fuerte acción sobre el relieve.

De forma general, en el mapa se aprecia que no existe una uniformidad en cuanto a la disección

El mapa de densidad de disección mostró la evidencia de procesos erosivos y acumulativos, como por ejemplo, en el sector E se muestran diversas unidades que están desmembradas reflejando que existe un proceso de erosión diferencial; sin embargo, también se pueden reflejar procesos de control estructural como es el caso del sector N y S, donde la tectónica tiene influencia.

6.2. MAPA DE ENERGÍA DEL RELIEVE

Este mapa se realizó con la finalidad de expresar la intensidad relativa de la actividad endógena con la actividad exógena, con el objetivo de obtener mayor acción tectónica de la zona, en este caso los valores altos de energía pueden corresponder a zonas de mayor actividad tectónica y en caso contrario a otras más estables (Lugo, 1988).

En este mapa pueden distinguirse los siguientes aspectos.

- Se muestra claramente una planicie orientada en una dirección general NW-SW.
- En la parte SW, se define el sistema lineal perteneciente al graben de Ixtlahuaca .
- En la zona NNE, se apreció la delimitación del estratovolcán, mostrando la diferencia de energía que tiene el relieve, y mostrando la formación de las laderas tanto homogéneas con valores bajos, y también se observó que en el centro se encuentran el máximo valor de intensidad de la actividad endógena con la actividad exógena.
- Se observa que el sector SW en forma diagonal existe una falla, la cual tiene una actividad endógena con relación a la exógena entre los valores 171 y 425 m.

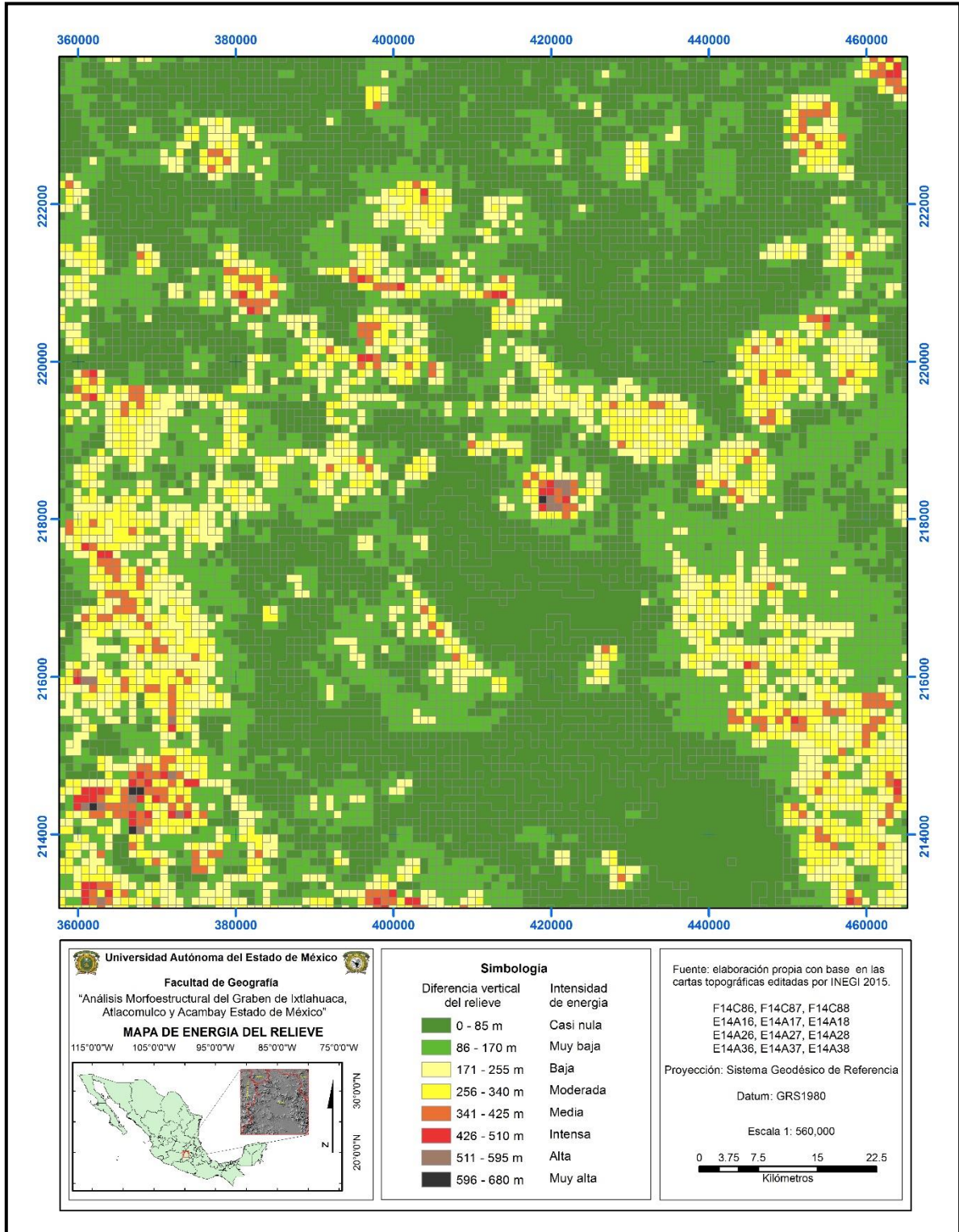


Figura 6.2.2. Mapa de Energía del Relieve

6.3. MAPA DE PENDIENTES

Este mapa permitió la identificación de las diferentes unidades geomorfológicas, el escalonamiento del terreno, la ruptura de las pendientes, entre otros aspectos.

Mediante este mapa se obtiene a primera instancia la clasificación de geoformas de acuerdo con el grado de pendiente que se presentan y se pueden revelar algunas características de tipo estructural (fallas y fracturas), así como la dinámica de algunos procesos.



Para comprender la estructuración de las pendientes de un sistema geomorfológico, se debe conocer y entender el concepto de ángulo de reposo, los elementos y las fuerzas que en él influyen.



Tippens (2003), menciona que cuando un material o cuerpo se mueve y está en contacto con la superficie u otro cuerpo, se produce una fuerza de fricción, la cual se opone al movimiento relativo, esto se debe a que una superficie se adhiere a la otra, encajando los bordes o irregularidades de las superficies de rozamiento.

El ángulo de reposo para Tippens, es un ángulo máximo de una pendiente en un plano inclinado, el cual permite que un material con cierto tamaño y peso determinado no se deslice hacia abajo del plano y se mantenga en fricción estática.

Como se ha explicado en el capítulo referente a la metodología, se eligieron 6 rangos que teóricamente caracterizan tres grandes unidades geomorfológicas que son: Sistema Orográfico, Piedemonte (alto, medio y bajo) y planicies acumulativas.

Existen diversas condiciones o elementos para la formación de una pendiente, y de manera general podemos relacionar la inclinación de los materiales con su tamaño, estructura, solidez y resistencia a la erosión; obteniendo lo siguiente:

Grados	Color	Material	Proceso	Formas	Imagen
> 45°	Negro	Andesita-Basalto Andesita	Disección y tectónica	Escarpes por erosión lineal y por fallas tectónicas, laderas cóncavas y horst	
30° - 45°	Café	Dacita-Andesita Andesita-Basalto	Disección, profundización de valles. Tectónica	Horst, afloramientos rocosos, escarpes por erosión lineal y por fallas tectónicas, volcanes, domos, conos cineríticos.	

15° - 30°	Rojo	<p>Riolita</p> <p>Andesita-Dacita</p> <p>Toba dacítica-riolita</p> <p>Andesita-Basalto</p>	<p>Erosión areal, disección y profundización de valles, ensanchamiento de cauces, deslizamiento de materiales, acumulación de materiales en laderas</p>	<p>Graben, laderas intermedias, domos, conos cineríticos, coladas lávicas, valles, piedemonte superior.</p>	
6° - 15°	Naranja	<p>Andesita-Dacita</p> <p>Andesita-Basalto</p> <p>Lacustre</p>	<p>Erosión areal, deslizamiento de material, acumulación de materiales en las laderas, remoción en masa.</p>	<p>Domos, conos cineríticos, coladas lávicas, piedemonte, mesetas y abanicos aluviales.</p>	



3° - 6°	Amarillo	Toba riolítica- Toba dacítica Lahar- Toba andesítica Andesita- Basalto	Acumulación de materiales en las laderas, clasificación de materiales	Piedemonte inferior, mesetas, valle de graben abanicos aluviales, cuencas intermontanas, y planicies acumulativas	
0° - 3°	Verde	Aluvial Lacustres Basalto	Clasificación de materiales, acumulación de materiales detríticos.	Mestas, abanicos aluviales, planicies aluviales y valles acumulativos	

Tabla 6.3.1. Muestra de la relación pendiente-proceso- geofoma

La pendiente que comprende el rango 0° - 3° es el más sobresaliente de toda la zona de estudio, representado en la carta por el color verde, se identifican geoformas como: planicies acumulativas entendiéndose por la zona central de toda la zona de estudio, esto se debe al resultado de la disminución de energía erosiva y aumento de la actividad de depositación.

Las áreas de color amarillo muestran pendientes suaves, algunas de ellas producto de la caída de materiales y otras son el resultado de materiales depositados, provenientes de las áreas de mayor elevación, y que han sido removidas por la erosión, algunas otras son producto de depósitos de materiales en microcuencas o en vertientes arréicas, las cuales se forman y acomodan con regularidad a lo largo de los cauces de los ríos, lo que da como resultado formas aciculares y cuya punta se encuentra en dirección contraria al cauce de las corrientes.

El color anaranjado representa el rango 6° - 15° , es el segundo más sobresalientes en la carta, abarca laderas que forman los piedemontes medios, en los cuales se produce actividad de depositación y erosión en equilibrio dinámico no perfecto, en los materiales los cuales conforman estas secciones, se pueden encontrar partículas detríticas y fragmentos de rocas que han caído desde laderas superiores.

Las tonalidades de rojo representa el rango 15° - 30° ocupando el tercer lugar en predominancia de toda la carta, en este rango se denotan las áreas de piedemonte alto, en las cuales se detectan el predominio de actividad erosiva areal y lineal, sirviendo como sección transicional entre procesos de denudación y acumulación por el porcentaje de inclinación, las rocas de tamaño y peso mayor se pueden deslizar con facilidad hasta una pendiente en la que exista menor fricción de los bloques de roca, el suelo puede reptar con mayor facilidad en especial si la profundidad no es amplia.

Las áreas representadas en color café se encuentran en las cimas montañosas o sistemas orográficos, incluso de las estructuras dómica, se muestran aquí las secciones con mayor susceptibilidad a la erosión, que incluso puede dejar al descubierto la roca madre, que por meteorización comienza a formar diaclasas y

separarse, aquí de igual manera se puede apreciar acomodos lineales, coincidentes con los cauces de los ríos que retomaron las fallas y fracturas preestablecidas, y debido a disección generada por los valles en “V” se ensanchan y profundizan.

De manera poco notoria, existen pequeñas áreas representadas en color negro, que muestra pendientes superiores a los 45° y en las cuales existe alto índice de erodabilidad de los materiales a causa de la erosión.

Así mismo se nota una serie de lineamientos casi rectos y en algunos sinuosos que representan los escarpes de falla, producto de la actividad tectónica dentro del área de estudio, como es el caso de Fallas Perales, Ixtlahuaca, Acambay, Toxi, por mencionar algunas.

La planicie orientada en dirección general SE-NW, se supone que debe tener una pendiente menor a 3° , sin embargo, se puede apreciar pequeñas franjas cuya pendiente supera los 3° , llegando a tener 45° como se reflejan en diferentes porciones del mapa en diferentes zonas por donde se ubica la planicie.

En el sector SW se representan los sistemas lineales los cuales hacen referencia al relieve de fallas normales, pertenecientes a un graben, donde se muestra un declive mayor a 45° , también es importante resaltar que este sistema lineal no es uniforme, es decir no sigue una línea recta, sino sigue una forma ondulada revelando así un escarpe que manifiesta procesos de erosión y acumulación, formando un talud de detritos que representa una sinuosidad notable.

En la parte Norte, se identificó una serie de estratovolcanes, en donde se delimitaron laderas inferiores con un declive de 3° a 6° y franjas menores a 15° , la ladera superior con una pendiente mayor a 15° y menor a 45° .

De manera general en toda la área de estudio se puede percibir una serie de geoformas denotando las partes más altas y conforme desciende el relieve hasta llegar a la parte más baja. También se notaron las formas circulares que hacen referencia a estructuras dómicas.



Figura 6.3.1. Depresión tectónica de Ixtlahuaca, se aprecia geoformas como: planicies, terrazas,, y parte de valle acumulativo; en cuestiones estructurales se tiene la presencia de una graben (Ixtlahuaca).

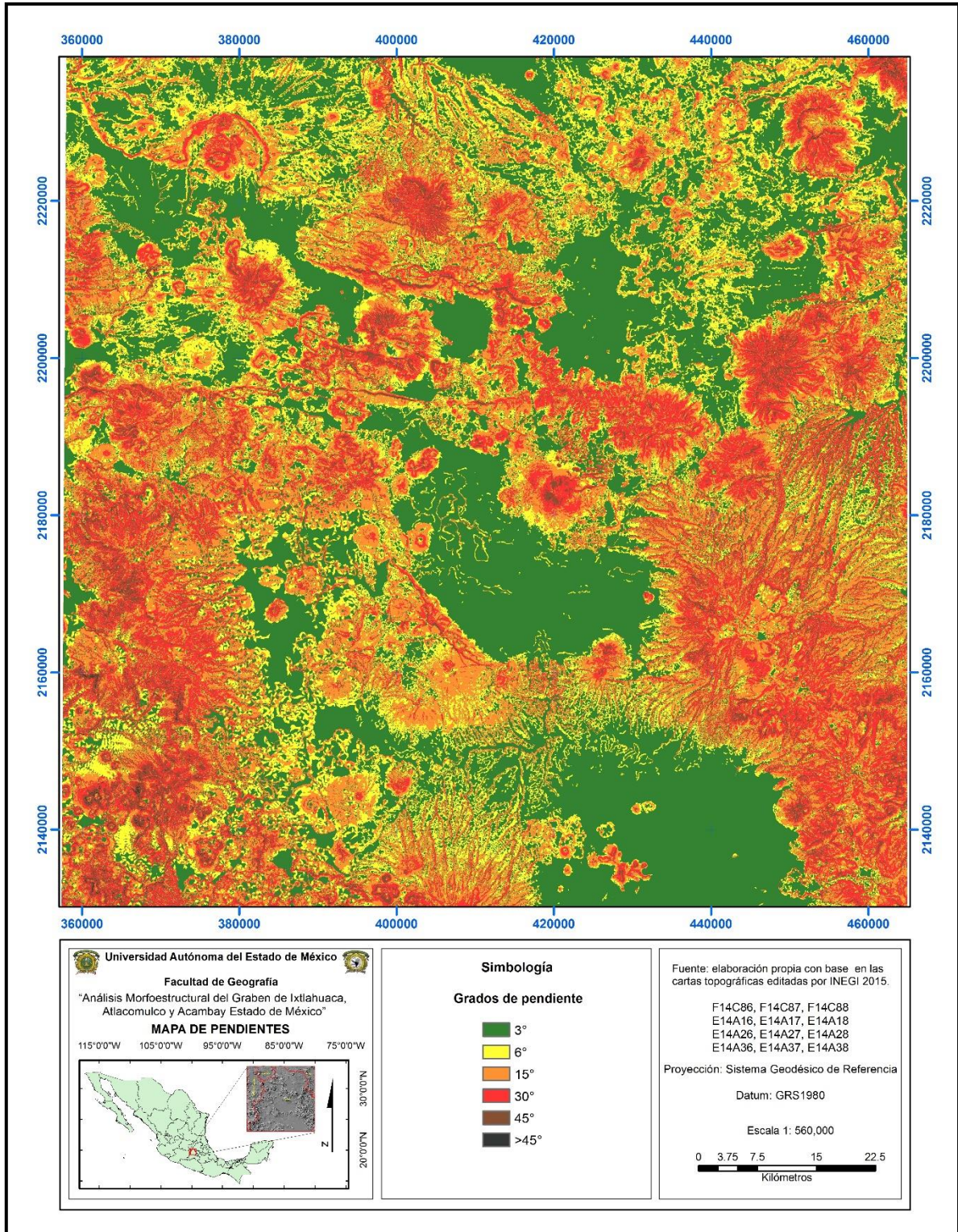


Figura 6.3.2. Mapa de Pendientes

Análisis e interpretación

Con ayuda de la Teoría General de Sistemas y el concepto de ángulo de reposo, permiten un mejor análisis de la información representada en el mapa de pendientes, con ello se logró inferir los procesos que interactúan en la formación de una ladera, y entender los cambios en los elementos del paisaje.

La conformación de las pendientes en toda el área de estudio, es resultado de la interacción conjunta de procesos erosivo-acumulativos, que se originan en las partes altas de los sistemas orográficos y repercuten en forma secuencial en los rangos de pendiente inmediatos, hasta llegar a las planicies acumulativas.

Con la génesis que produjo relieve volcánico de la zona, se originó el primer acomodo de materia, ya fuese por caída de materiales piroclásticos, o por conjugación de derrames lávicos debido a la densidad y viscosidad se posicionaron en una inclinación de 15° a 30° sobre fracturas y bloques de las fosas, nivelando el relieve. Con ello los procesos exógenos comenzaron a modelar el territorio y reacomodar materiales por su peso y tamaño en diferentes ángulos de las laderas.

Las posibles erupciones volcánicas violentas de volcanes como el Jocotitlán, Temascalcingo y la caldera de Amealco, presentaron cambios drásticos a las condiciones de las pendientes del relieve que se tenía a su cercanía, provocó una alteración consecuente en todas las laderas de la zona, produciendo que el sistema geomorfológico entrara en un estado de equilibrio, el cual en un inicio debió tener una mayor capacidad erosiva.

Debido a la nueva conformación y acomodo de materiales depositados los agentes endógenos, las estructuras comenzaron a funcionar como subunidades o subsistemas de ladera, ello permite la multiplicidad existente en pequeñas porciones de rangos de pendientes que de manera secuencial transfieren materia desde las secciones de mayor inclinación, hasta las planicies de menor altitud.

El análisis sistémico de la carta de pendientes de la zona de estudio permite comprender la transferencia de materia y de energía que las laderas mantienen, y

relacionar a esta última con la separación angular de la pendiente general, con respecto a la horizontal, y clasificar los materiales que se depositan, reptan y se deslizan, dependiendo del ángulo de reposo de éstos.

Los escarpes de falla, dejaron al descubierto la rectitud de las paredes rocosas afloradas, lográndose acomodar y encontrar su ángulo de reposo, y es en este tipo de estructuras donde se puede apreciar de mejor manera el rango que comprende a $>45^\circ$ representadas en color negro.

Las áreas representadas en café, muestran la transferencia consecutiva de materiales y la disminución progresiva de energía erosiva, con ello un movimiento más lento de las rocas y el suelo, el aumento de energía y la disminución de materiales acumulados debido a la actividad tectónica, generando el movimiento de bloques.

El rango $15^\circ - 30^\circ$, representado con color rojo, funge como zona transicional de una unidad geomorfológica con capacidad erosiva, a otra con capacidad acumulativa, aquí la transferencia de materiales de un rango a otro, es directamente proporcional a la inclinación de la pendiente, al igual que la influencia que la gravedad ejerce, eso quiere decir que en cada porcentaje que se desciende de la pendiente, disminuye la energía del movimiento, y se logra depositar mayor cantidad de material.

El área representada por el color anaranjado, con 6° a 15° de pendiente, representa la porción con un equilibrio notable, pues al localizarse en la parte intermedia de las laderas, los procesos acumulativos y erosivos se mantienen equilibrados, los materiales encuentran aquí ángulos de reposo que son idóneos, pero susceptibles a cambios bruscos que pueden ocurrir en zonas de mayor altitud, mostrando una fragilidad del sistema a cualquier modificación.

El color amarillo que representa las pendientes de 3° a 6° (piedemonte bajo), disminuye el flujo energético, a causa de la baja inclinación de las laderas, lo que origina que solo aquellos materiales de menor tamaño sean intercambiados al sector

inmediato inferior y continúen su ciclo de depositación, las rocas y partículas de mayor peso y tamaño permanecerán por un tiempo prolongado en este sector, hasta alcanzar el tamaño apropiado para ser removidos por la denudación areal, en busca de un equilibrio entre los estímulos de energía y materia, reflejados en esfuerzo de mover partículas de tamaño proporcional a la fuerza aplicable, gracias a la fuerza gravitacional influida por la pendiente del terreno.

En la planicie acumulativa, de 0° a 3° de inclinación, la actividad energética disminuye casi en su totalidad, cediendo paso a la depositación de materiales. Debido a la acumulación de materia se produce la extensión areal de este sector, cumpliendo con una de las afirmaciones de la Teoría General de Sistemas, acerca de las relaciones directas, las cuales se manifiestan como influencia unilateral de un elemento sobre otro; y causa la alteración de otro, o viceversa, y en ocasiones la disminución de uno provoca el aumento de otro.

Todo el conjunto funciona gracias a la transferencia de materia en los diferentes niveles del sistema y el grado de inclinación que las pendientes muestran, pues éstas últimas se relacionan de forma directa con la energía gravitacional aplicable y la que se necesita para mover una partícula, no importando el tamaño que ésta tenga, lo único necesario para que la dinámica se produzca es una ligera inclinación en la pendiente, el resto lo genera la fuerza de gravedad por medio de movimientos como la remoción en masa.

CAPÍTULO 7.
ANÁLISIS
MORFOGENÉTICO-
ESTRUCTURAL

El análisis morfogenético-estructural, consiste en una serie de estudios relacionados con la expresión regional o local de la estructura geológica en el relieve, originadas esencialmente por procesos endógenos en interacción con los exógenos actuales (tipo e intensidades); donde se relaciona una serie de estudios tanto morfológicos (cualitativo) como morfométricos (cuantitativos).

El análisis morfogenético de la zona de estudio, consistió en identificar las diferentes unidades que integran el relieve de acuerdo a su forma y dimensión, resultado de la interacción de agentes endógenos y exógenos, que dieron origen a las diversas estructuras que integran el sector, mostrando un panorama en el cual se puede identificar el tipo de agente predominante; donde además se establecieron las principales categorías geomorfológicas. Donde se observaron formas de desarrollo geotectónico.

7.2. MAPA DE MORFOLINEAMIENTOS

Las fracturas existentes en la zona de estudio permiten hacer una estimación de la concentración de esfuerzos tectónicos y expresarlos espacialmente

Al relacionar este producto con el de densidad de disección, se puede establecer correlaciones positivas entre la densidad de fracturas y la del drenaje, lo que indica que la dirección fluvial está gobernada por la actividad tectónica

Las orientaciones entre oeste y noroeste son importantes por la presencia de lineamientos de más de 10 km de longitud. Se vinculan con el sistema disyuntivo más reciente del SVT (O-E) y corta de manera transversal la dirección de las redes de drenaje. Se caracterizan por tener poco desplazamiento vertical, produciendo pilares y fosas de escaso desnivel relativo. Los desplazamientos más evidentes corresponden a bloques hundidos con dirección hacia el norte.

En el mapa siguiente (figura 7.2.1) se detecta claramente los lineamientos de gran magnitud, es decir las fallas de Toxi, Acambay y Perales, así como otras fracturas

menores, especialmente en los piedemonte que cuenta con aparatos volcánicos y sierras volcánicas más antiguas y disecadas.

Ortiz y Bocco (1989), interpretan una serie de cambios en los patrones del drenaje, así como numerosos casos de capturas originados por la intensa actividad tectónica y el vulcanismo cuaternario.

El tectonismo, al ocasionar movimientos y cambios en los niveles de base locales, provocó modificaciones en los canales de las corrientes que escurren de los sistemas montañosos al reconocer nuevos niveles de base, estos mismos autores mencionan que estos cambios pueden agruparse básicamente en dos categorías:

- 1) En los piedemonte de las Sierras de las Cruces, de Monte Alto y Monte Bajo (figura 7.2.2, localidades 5 y 6), en donde se detectan numerosos casos de asimetría de valles (en perfil transversal, una ladera corta y recta y otra larga y convexa), como consecuencia de migraciones del nivel base (por tectonismo y paulatino desplazamiento de las riberas lacustres): este mismo proceso también ha causado arqueamientos y rodeos de valles.
- 2) En las planicies se detectaron casos de inversión del sentido del drenaje, el más importante es el del río Lerma, que en alguna época transcurrió por el actual cause del Arroyo de La Gavia (figura N, localidad 11), pero con rumbo meridional. Esta inversión se evidencia en: ángulos de confluencia de tributarios y canal principal contrarios a la dirección actual del drenaje; valles abandonados debido a la migración del nivel de base por hundimientos diferenciados de las fosas (Lerma e Ixtlahuaca, figura 7.2.2 localidades 12 y 13).

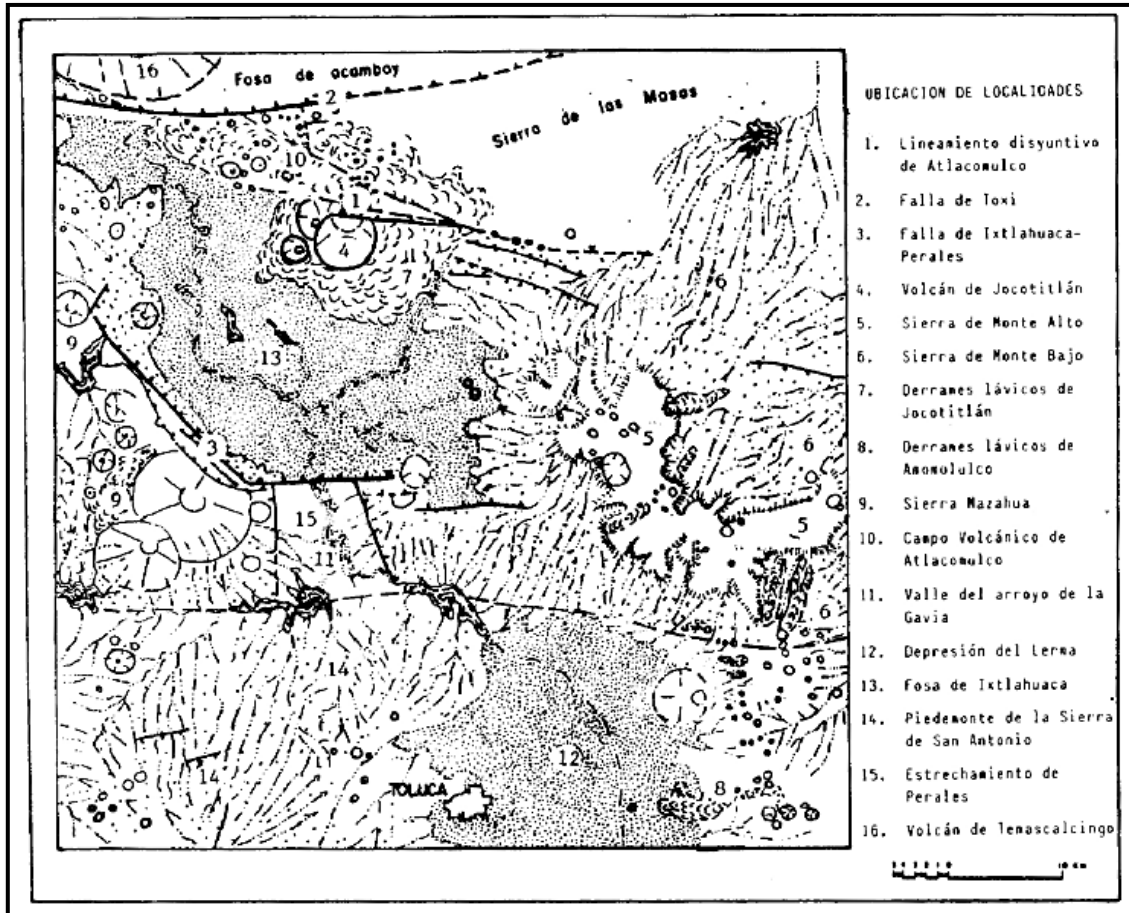


Figura 7.2.2. Principales localidades geomorfológicas dentro de la zona de estudio. Tomado de Ortiz y Bocco (1989).

Interpretación de las estructuras disyuntivas

El mapa de Morfolineamientos (figura 7.2.3) permite estimar la concentración de esfuerzos tectónicos y expresarlos espacialmente, existen estructuras relacionadas básicamente a las planicies de nivel base y a los derrames lávicos recientes, así como también al volcanismo principalmente andesítico de las sierras y aparatos más antiguos, o bien a sus piedemontes tectonizados. Ortiz y Bocco (1989). Mencionan que un caso específico es el "Estrechamiento de Perales" al sur del municipio de Ixtlahuaca (localidad 15), donde sedimentos lacustres fueron levantados unos 75 metros sobre el resto de las planicies de nivel base adyacente.

Se pueden establecer correlaciones positivas entre la densidad de fracturas presentadas en los morfolineamientos y la carta de drenaje, ello indica que la disección fluvial está claramente gobernada por los sucesos tectónicos.

	<p>Falla tipo tijera en la caldera de Amealco, dicha falla tiene una influencia regional sobre el graben de Acambay.</p>
	<p>Parte sur de la trayectoria de la falla Perales, se muestran estructuras basculadas las cuales integran la Sierra Mazahua.</p>
	<p>Expresión litológica de la falla Perales.</p> <p>La falla no es recta, es curva, debido a que el tipo de material no es homogéneo, causado por el paso de un ambiente geológico a otro</p>

		
-----------------------------------------------------------------------------------	--	--

Tabla 7.2.1. Estructuras disyuntivas presentes en la zona de estudio.

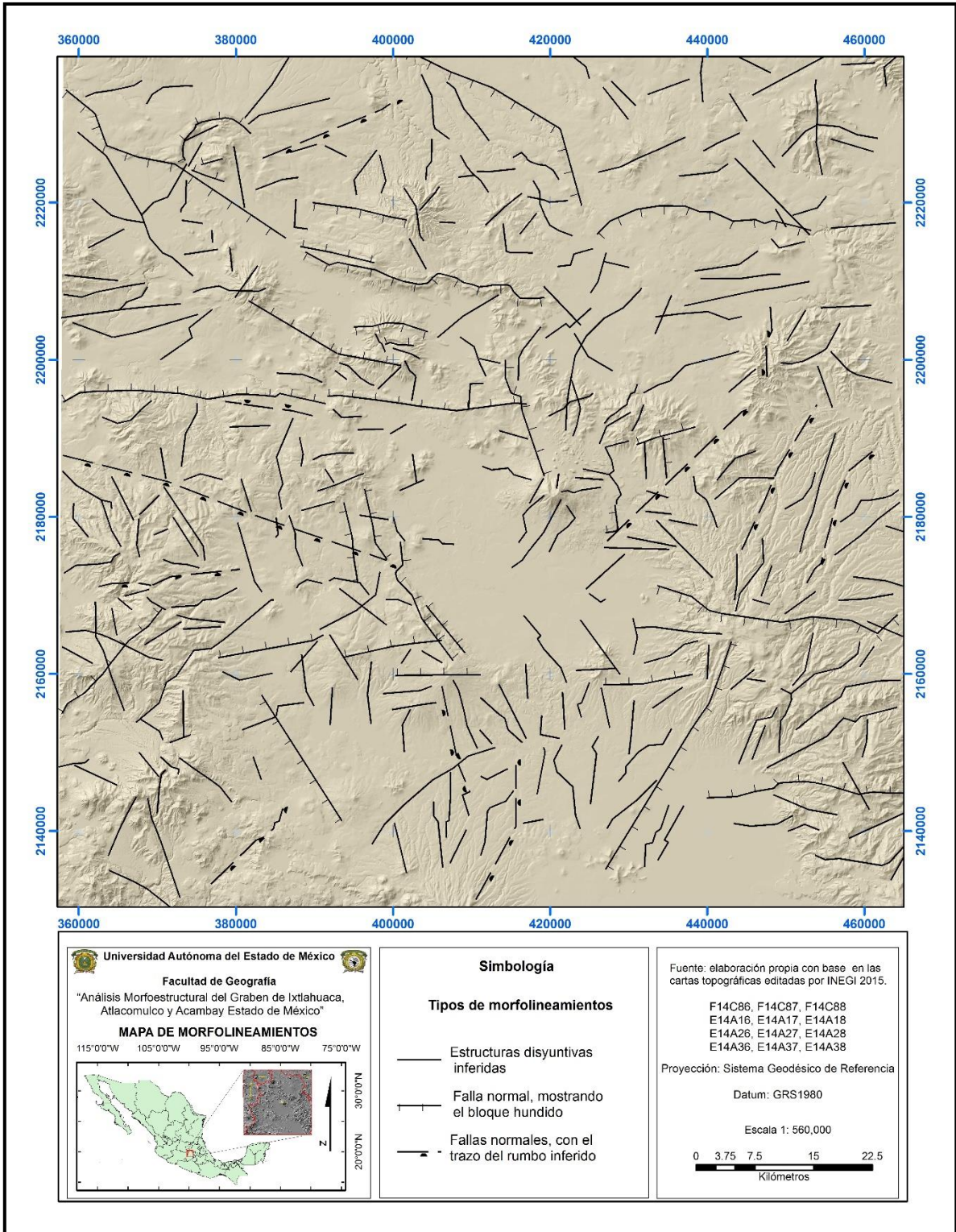


Figura 7.2.3. Mapa de Morfolineamientos

Perfiles Geológicos-Geomorfológicos

Los perfiles Geológicos-Geomorfológicos, toman en consideración a los diferentes elementos y factores del relieve para su análisis; pero en la práctica, estos se modifican con flexibilidad para poderse adaptar a las características del relieve, en estudio y poder alcanzar ciertos atributos del mismo.

Para el caso de los perfiles realizados, van a constituir una relación básica a partir de la cual se derivan otras modalidades. Permitiendo una análisis más completo y detallado de la zona de estudio.

- Los perfiles Geológico-Geomorfológicos, permitieron distinguir:
- Los eventos de disección lineal.
- La naturaleza de las rupturas de pendiente.
- La magnitud relativa de las deformaciones tectónica.
- La relación y escala relativa de la resistencia de las rocas a los procesos de denudación

El trazado de los perfiles, permitió correlacionar los procesos endógenos y exógenos; esté tipo de trazo, se dirige hacia algunas secciones de la zona, seleccionadas de manera aleatoria.

Los primeros tres perfiles abarcan secciones del área de estudio cuya dirección es de N-S, aportando información sobre los levantamientos de masas rocosas o montañas, las cuales van acompañadas del desarrollo de formas disyuntivas, mostrando un estilo estructural de esfuerzos y deformaciones distensivas de diversas magnitudes y modalidades; donde algunos de los lineamientos disyuntivos definen y limitan montañas y morfoestructuras en bloque que se desplazan unas con respecto a otras, a través de movimientos verticales y horizontales que corren a distintas velocidad.

Los tres perfiles antes mencionados, morfológicamente son asimétricos, la disposición altitudinal de los diversos bloques que integran presentan variaciones

altitudinales considerables, con respecto al bloque predominante de cada perfil (ver perfiles 1, 2 y 3).

Teóricamente, las laderas, piedemonte y los valles se modifican más rápido, mientras que las cimas persisten con su estructura original, por un tiempo más prolongado. Lo que quiere decir, que es aquí donde es posible hallar las superficies primarias o al relieve con su morfología original.

El perfil está separado y cortado por una serie de valles en “U” y “V”, que suelen estar separados por algunos rompimientos de pendiente que presentan diversas longitudes y profundidades, mostrando variaciones en estas rupturas.

La morfología de los valles en “V” debe a la predominancia de los procesos endógenos (actividad tectónica, formaciones recientes, y material más resistente), mientras que los valles en “U” muestran la predominancia de la erosión, el tipo de material que es poco resistente e incluso zonas muy antiguas y amplias.

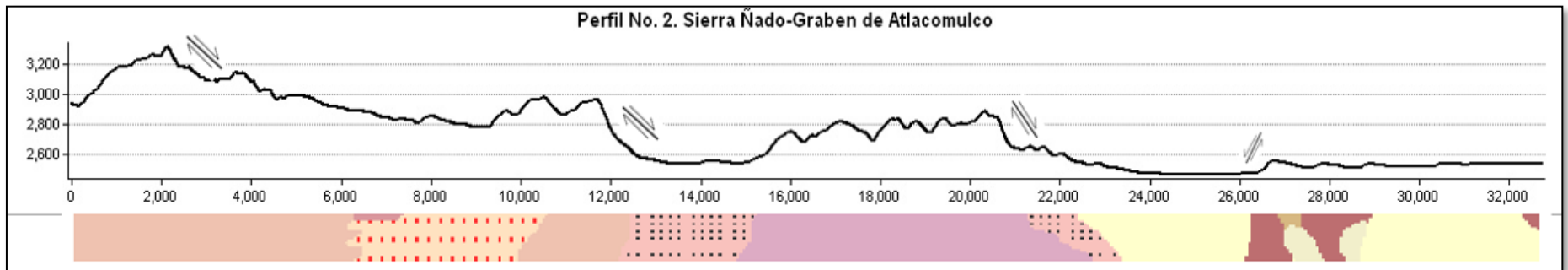
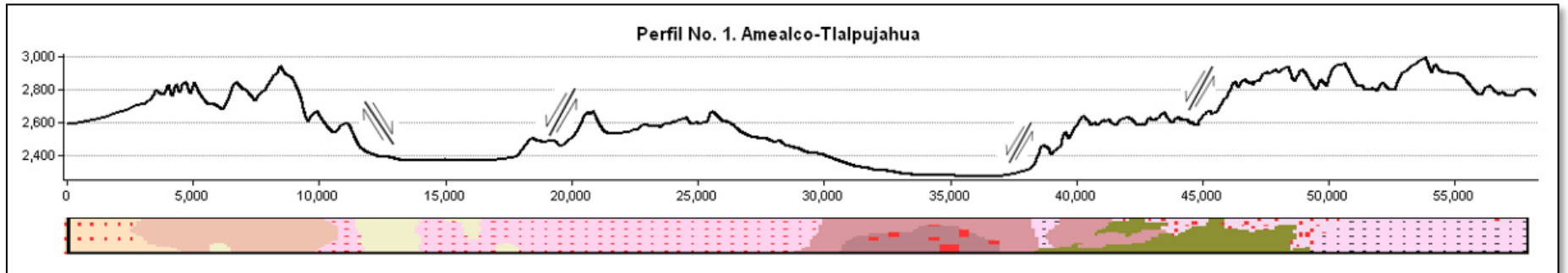
A lo largo del sistema montañoso marcado por los perfiles, muestra la presencia de bloques que se encuentran basculados debido a la presencia de sistemas de fallas y actividad volcánica. Existen lineamientos que presentan movimientos de tipo horizontal y vertical, en pequeñas y grandes superficies, generaron ascensos y descensos, en diferentes periodos de tiempo, dando como resultado la formación de estructuras tipo graben y horst, que tendrían una orientación y distribución distinta entre sí pudiendo apreciar una alternancia entre bloques y marcando la diferencia altitudinal.

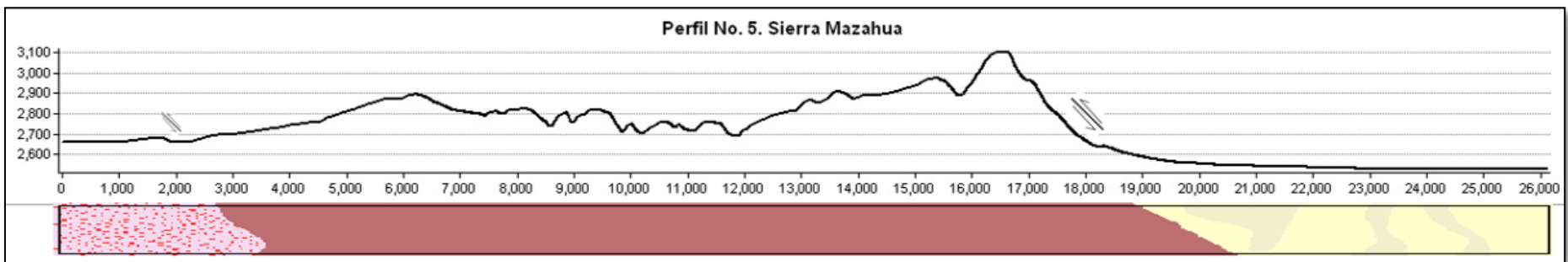
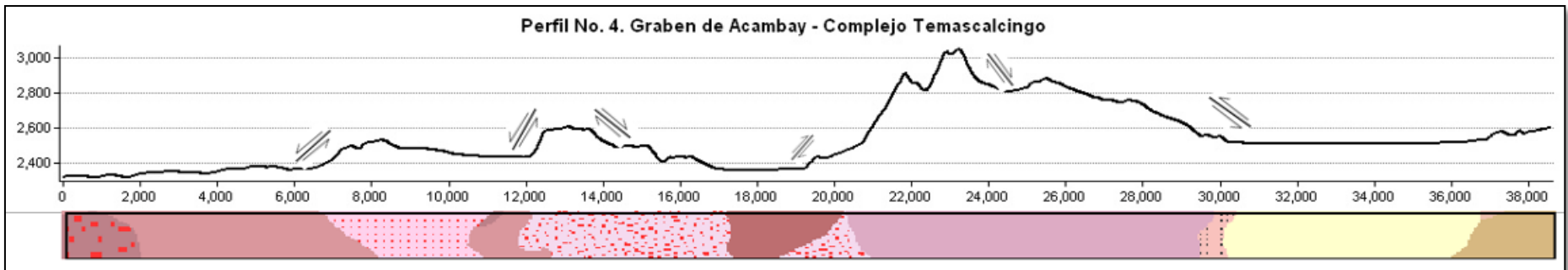
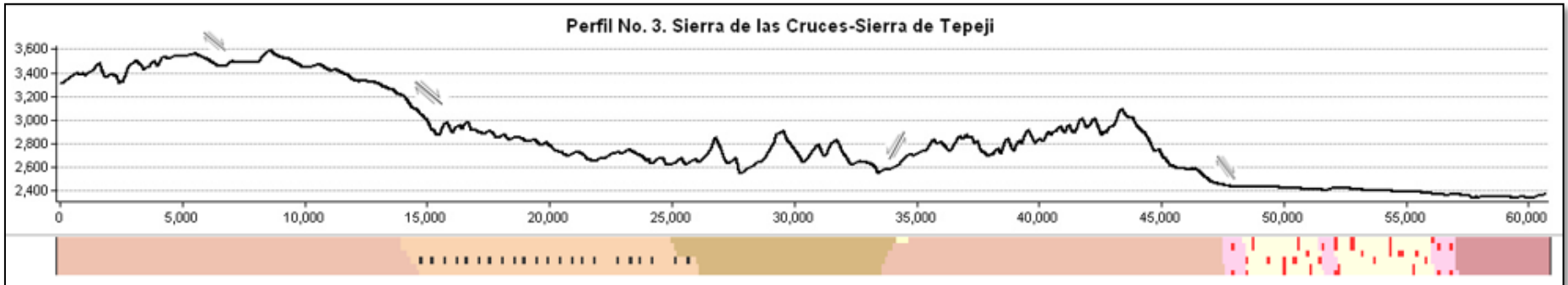
La disposición escalonada de bloques y la superficie de nivelación, están separadas por quebradas que manifiestan paredes y flancos de fuerte pendiente, y valles de diversas profundidades y longitudes; marcando los cambios en el tipo de morfología y por tanto, la intensidad de modelado con base a la litología, con esto exponiendo las evidencias de los lugares con un desarrollo articulado de la actividad endógena-exógena.

Los dos últimos perfiles fueron trazados en dirección W-E, permitiendo mostrar el sistema orográfico de manera horizontal, en donde se permite apreciar levantamientos, laderas, elevaciones o depresiones que circundan.

De acuerdo a la morfología y trayectoria del perfil, se puede decir que se tiene la presencia de fallas, con movimientos recurrentes o alterados de actividad y otros con lapsos de quietud. Es posible reunir evidencias de movimientos diferenciales, es decir ascensos y descensos tectónicos o basculantes, a través del corte de sistemas orográficos agrupados por su disposición, en este caso estos perfiles presentan una morfología asimétrica y basculamiento.

Perfiles Geológicos-Geomorfológicos





7.1. ANÁLISIS MORFOGENÉTICO

Es el encargado de estudiar las formas del relieve que son el resultado de efectos combinados, de los procesos exógenos del presente y del pasado, así como de los procesos neotectónicos, que pueden ser representados en un mapa y relacionarlos con otros factores como litología y la estructura Geológica.

Para la construcción del mapa y el análisis morfofenético se tomaron en cuenta cuatro aspectos fundamentales como son el tipo, origen, litología-temporalidad y clase geométrica del relieve que presentan los cuatro tipos morfofenéticos del relieve (Laderas de Montaña, Lomeríos, Piedemontes y Planicies).

En este capítulo se describen los doce Sistemas Morfofenéticos que conforman la zona de estudio (ver mapa (7.1.1))

1. Caldera de Amealco

La caldera de Amealco es un centro volcánico del Plioceno, de 11 km de diámetro, ubicado en la parte central del SVT y en la zona de estudio corresponde a la sección noroeste. Es una de las siete calderas conocidas en el Sistema. Comparados con los de las otras calderas, los productos de Amealco son menos evolucionados, e incluye un solo volumen menor de riolita (Aguirre et al., 1999).

La actividad relacionada con la caldera comenzó aproximadamente hace 4.7 Ma con erupciones aparentemente de tipo pliniano arrojando piedra pómez y flujos piroclásticos. Estos sucesos fueron seguidos por las erupciones de gran alcance y de los flujos piroclásticos que depositaron tres ignimbritas extensas nombrados Amealco I, Amealco II, y Amealco III. Alrededor de 4,7 Ma, al menos 77 km³ de magma andesítico fueron evacuados de la cámara magmática y causaron el colapso de la caldera

La porción meridional de la caldera fue desplazada por la falla de Epitacio Huerta, una falla que recorre de W-SW-S, que es la parte del sistema más regional del graben de Chapala-Cuitzeo-Acambay.

2. Complejo Volcánico Polotitlán-Jilotepec

Localizándose en la porción norte de la zona de estudio este sistema morfogénico se encuentra sobre un campo monogenético.

Dicho campo monogenético que es denominado Polotitlán-Jilotepec está formado por una serie de conos volcánicos y domos con orientación noroeste-sureste, norte-sur y este-oeste (Elías et al., 1993; Mooser et al., 1996). La mayor concentración de volcanes se encuentra al sur de Polotitlán. También al S-SW de Santiago Oxtoc sobresale otro enjambre de conos volcánicos orientados predominantemente al NE-SE, y tienen como basamento a los depósitos ignimbríticos de la caldera de Huichapan. Se puede encontrar al oriente de Polotitlán un domo denominado Cerro Gordo. Al noreste de Aculco sobresalen los conos volcánicos El Colorado y La Bellota al noreste de la Presa Huapango de los conos El Comal y el Bonxhi. Al sur y sureste y sureste de San Sebastián de Juárez en el límite estatal Hidalgo-Estado de México sobresalen el cono Quelites y el Pelón. Los conos presentan una forma circular bien definida, con una altura inferior a los 100 m de altura y laderas suaves.

El campo volcánico yace sobre rocas volcánicas miocénicas y pliocénicas, siendo de actividad anterior a la ignimbrita de las calderas de Amealco y Huichapan.

3. Fosa de Acambay y Sierra Ñadó

El complejo volcánico Ñadó, se localiza en la parte noroccidental del Estado de México, al noroeste de Acambay, su parteaguas sirve de límite con el

Estado de Querétaro. La fosa de Acambay se localiza en porción sur de la Sierra Ñadó extendiéndose hasta las cercanías de la caldera de Amealco.

En esta área predominan lavas riolíticas, dacíticas y andesíticas, en menor porción se encuentran lavas basálticas (Elías et al., 1993). Las estructuras geomorfológicas que existen en la zona se ven afectadas por el sistema de fallas de Acambay y mantienen una dirección Este-Oeste (Elías et al., 1993).

4. Nevado de Toluca

Se localiza al S y SW de la Cuenca de Toluca, este sistema se encuentra formado por dos volcanes, uno localizado al SW denominado Nevado de Toluca o Xinantécatl, y por el volcán San Antonio ubicado al oeste del primero, dicho conjunto yace sobre la formación Tarango y sobre la intersección de un sistema de varias fallas fracturas ordenadas radialmente mismas que controlan estructuralmente al drenaje.

5. Planicie de Toluca

Su nombre es debido a la gran planicie que ocupa la parte central de la Cuenca de Toluca, aunque en el interior existan algunas estructuras volcánicas, que en relación a las planicies éstas abarcan una menor extensión. Los depósitos que conforman la planicie que conforman la planicie de aluviales, lacustres y piroclásticos del cuaternario, son depósitos jóvenes, (Metcalf *et al.*, 1991). Al interior de la planicie se encuentra una estructura volcánica (Volcanes Calixtlahuaca), así como depósitos de tobas en sus flancos de probable edad terciaria (Mooser *et al.*, 1996).

6. Planicie de Ixtlahuaca

Se localiza al NW de la cuenca de Toluca y en la porción central de la zona de estudio, caracterizado por una megaestructura producto del hundimiento de la fosa de Ixtlahuaca, que funciona como salto de agua entre las subcuencas Lerma e Ixtlahuaca (Ortiz y Bocco, 1989). Esta zona tuvo varios

periodos de evolución quedando una secuencia acumulativa-erosiva, lo que dio origen al relieve en lomeríos, de origen endógeno tectónico cubriendo casi todo el sistema.

Dentro de la misma planicie existe un subsistema la cual denominada por Mooser *et al.* (1996); como Sierra Ixtlahuaca, el cual consiste en un estratovolcán pequeño del Plioceno de constitución andesítica y dacítica en la que yacen domos ácidos; por otro lado se identifica un corte entre la porción Norte y Sur con dirección E-W al parecer se trata de una caldera localizada en el centro que provocó un desfase de colapso hacia el Sur.

7. Sierra Mazahua

Éste sistema se localiza al SW de la Planicie de Ixtlahuaca, fue originado durante el Cuaternario y está relacionado en forma directa al conjunto de las Fallas Perales localizadas al NW del sistema. Las rocas volcánicas consisten en lavas riolíticas, dacíticas, andesíticas y escasos basaltos. Estas rocas se encuentran distribuidos en distintos centros eruptivos. Elias *et al.*, (1993), cartografió 16 estructuras volcánicas que consisten en domos y conos de escoria. Uno de los rasgos morfológicos que sobresalen en la Sierra Mazahua es la caldera Mazahua, la cual es una estructura circular incompleta de 8 km de diámetro.

De acuerdo a Anguita *et al.*, (1991), los datos que sustentan la presencia de una caldera de colapso es la geometría semicircular de las fallas que delimitan a la estructura. En un borde de la caldera aflora un bloque metamórfico que indica un levantamiento en los límites de la estructura. La inclinación radial de mantos ignimbríticos en la zona, la presencia de ignimbritas en el borde, así como de depósitos de base.

La caldera mazahua se encuentra rodeada de edificios volcánicos monogenéticos andesíticos que descansan sobre una base metamórfica que aflora solamente en el exterior del borde este de la caldera.

8. Sierra de Tlalpujahua

Fries *et al.*, (1965), denominaron como formación Las Américas al conjunto montañoso que se encuentra próximo a los distritos mineros El Oro – Tlalpujahua, mencionando que se trata de una secuencia de cuatro unidades ignimbríticas, de las más antiguas a las más joven. Primero, Segundo, Tercero, y Cuarto derrame. Estas cuatro unidades tiene un espesor total de 31 m, y cada una lo tiene menor que los 10 m. Excepto el Segundo derrame, las ignimbritas disminuyen en espesor hacia el sur, hasta los 2.5 en los depósitos más lejanos, cerca de la presa de Chincua. La formación Las Américas corresponde a los depósitos de las facies distales al sur de la Toba de Amealco.

Mora (1979), incluye a la formación Las Américas dentro del volcanismo oligocénico-micénico y le asigna un carácter calcialcalino.

El sistema morfogenético Sierra de Tlalpujahua está afectado por fallas normales físicamente activas de rumbo W-E, que forman el graben de Acambay. Los afloramientos de las Formación Las Américas esta sobre un alto tectónico, delineados por la falla Venta de Bravo, al sur del graben de Acambay. No se conoce afloramientos de la formación Las Américas dentro de la fosa tectónica; sin embargo, se supone su evidencia en el subsuelo desplazado verticalmente respecto a los afloramientos expuestos en el lado meridional.

9. Sierra de las Cruces y Monte Alto

Dentro del área de estudio este Sistema comprende a la porción SE, en la cual se encuentran tres formaciones: Chimalpa al Norte, Bobasi en el centro y Salazar al Sur, compuestas todas por andesitas y dacitas del Cuaternario. Dichas formaciones dan origen a estructuras tales como domos riolíticos, conos cineríticos y calderas (las cuales no se identifican con claridad), que yacen sobre la formación Tarango de Plio-Cuaternario (Mooser *et al.*, 1996)

En la porción central del sistema volcánico se han reconocido siete fases de vulcanismo ocurridas a partir del Oligoceno, la más importante fue la ocurrida a fines del Mioceno, que dio origen a la Sierra de las Cruces (Ortiz, 1987).

Este mismo autor menciona que la Sierra de las Cruces forma un megabloque constituido por montañas bloque de orden menor, levantado a diferente altura por los movimientos diferenciales de intensidad.

De esta manera el sistema disyuntivo es caracterizado por un sistema de fallas normales y fracturas con dirección N y E-NE que atraviesan dicha formación y coinciden con la dirección general del drenaje aunque debido a la presencia de domos recientes estas rupturas no son tan evidentes (Mooser *et al.*, 1996.)

10. Sierra de Angangueo y Chincua

Este sistema morfogénico se comenzó a desarrollar durante el Mioceno-Plioceno donde se emplazaron grandes volúmenes de andesita, que conforman la sierra y otros cuerpos locales, a esta fase se le denomina Vulcanismo Miocénico. Después, durante el Plioceno sigue la formación de un edificio volcánico que evolucionó a una caldera de colapso y que se conoce como caldera “El Capulín” al oriente.

La secuencia volcánica de la sierra la constituyen derrames de andesita, brecha andesítica y basalto, aflorantes en el área y depósitos lacustres constituidos por intercalación de estratos arcillosos y diatomíticos.

En la región se presentan dos tipos de deformación: dúctil-frágil y frágil. La primera se observa en rocas de una secuencia vulcanosedimentaria del Cretácico inferior que presenta un metamorfismo de bajo grado, facies de esquistos verdes. Esta unidad aflora en forma dispersa y reducida en la región y presenta deformación dúctil-frágil con microestructuras de

plegamientos, foliación y crenulación disarmónicos bien marcados (Corona *et al.*, 2000).

11. Volcán Jocotitlán

Este sistema se localiza en la zona central del área de estudio, el cual está rodeado por conos de escoria esparcidos en el área de Atlacomulco al W, en el NW se encuentra el complejo volcánico Temascalcingo perteneciente al sistema morfogénico Acambay y al N se encuentran secuencias volcánicas de lavas masivas, que forman la parte sur del Graben de Acambay.

Para Martínez y Nieto (1990), este sistema está compuesto por dos conjuntos litoestratigráficos, el primero de rocas plioceno-cuaternarias y el segundo por rocas miocénicas. El conjunto litoestratigráfico de rocas miocénicas se localizan al N y E del área, está representado por derrames lávicos de composición intermedia, que van desde lavas dacíticas en la base del volcán el Rehilete a lavas andesíticas en la región de Acambay.

El conjunto litoestratigráfico de rocas pliocénicas-cuaternaria, está representado por dos tipos principales de unidades, las sedimentarias y las volcánicas. Los productos sedimentarios son depósitos lacustres acumulados en depresiones tectónicas y aluvión.

El sistema morfogénico volcán Jocotitlán está considerado por Siebe *et al.*, (1992) de edad Cuaternaria, tiene una morfología intermedia entre un típico estratovolcán y un domo complejo, debido a la acidez del magma. La actividad efusiva es responsable de la construcción del presente edificio.

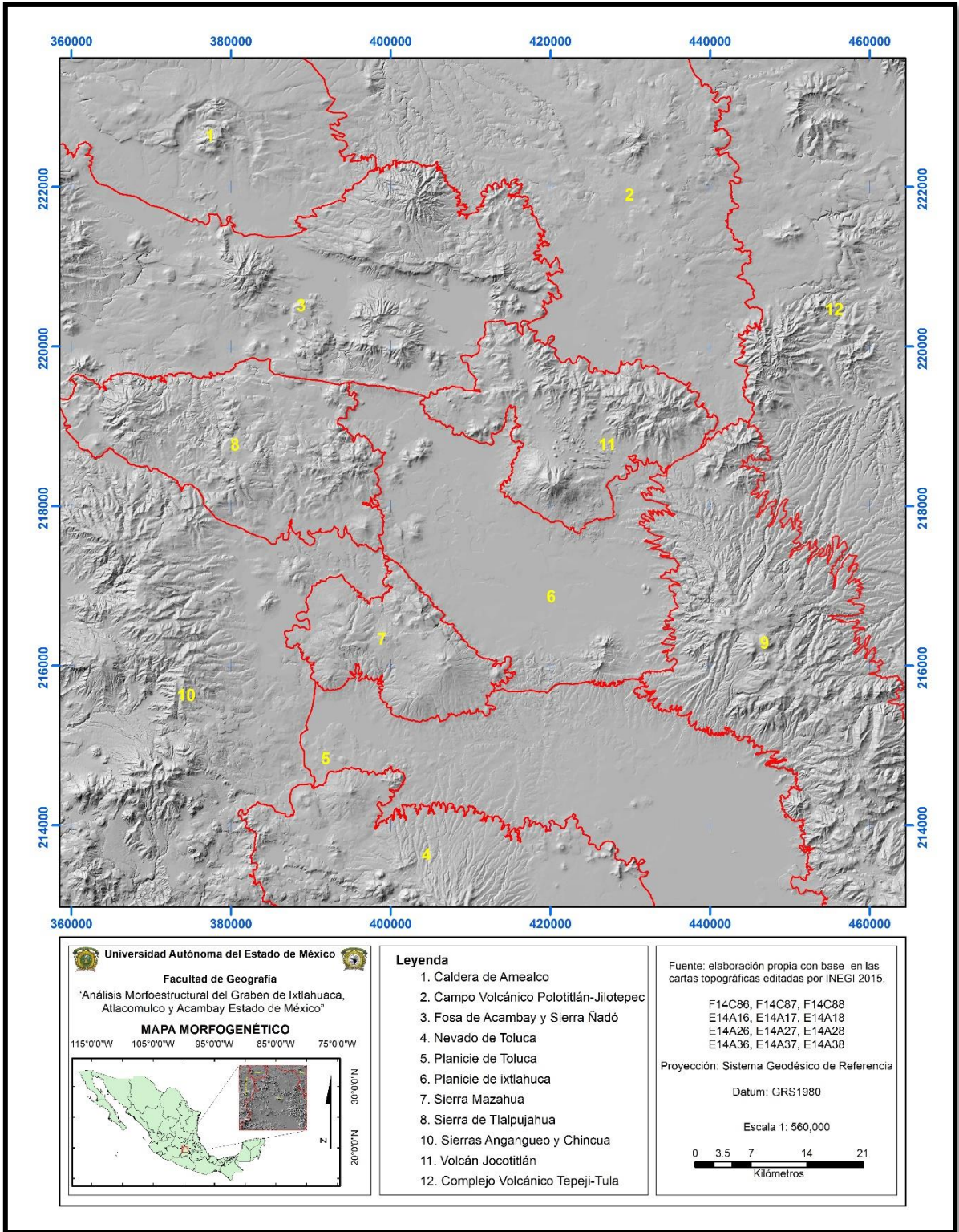


Figura 7.1.1 Mapa Morfofenético

CATEGORÍAS GEOMORFOLÓGICAS DEL RELIEVE

En la literatura científica internacional son variadas las interpretaciones morfoestructurales para clasificación regional de las unidades de la litosfera, y en la mayoría de los casos, la clasificación es presentada en ausencia de un adecuado fundamento geocientífico o simplemente se omiten los argumentos conceptuales de su definición.

Las investigaciones realizadas en el territorio oriental cubano, tanto desde el punto de vista morfoestructural (Hernández, et al., 1986; Hernández, 1987; como morfotectónico (Hernández et al., 1991, 1992) aportan algunas ideas, como base de partida para el perfeccionamiento y ajuste teórico, a partir de su aplicación a otros territorios, incluso como ocurre con el mexicano, de carácter continental y con rasgos geoestructurales.

Para la clasificación de las morfoestructuras, se partió de la teoría del análisis morfoestructural y de su clasificación tipológica jerárquico-espacial, destacando la morfoestructura, como la expresión regional o local de la estructura geológica en el relieve; por lo cual se empleó la siguiente categorización tomando solo como parámetro el tamaño para bloques basada en la escuela Cubana (ver tabla 7.3.1)

Megabloques	Considerados como aquellas unidades consolidadas en un episodio geotectónico e histórico-genético de la interacción interplacas, generalmente acrecionado por la unión o imbricación de diferentes dominios geotectónicos (arco insular volcánico, relictos de corteza oceánica, bordes de macizos platafórmicos).
Macrobloques	Unidades inferiores dentro de los megabloques, cuya formación está estrechamente relacionada con los mecanismos geotectónicos que las originan (sobrecorrimiento, transcurrencias, fracuración de tipogermánico en bloques.
Mesobloques.	En el seno de los macrobloques se destacan los mesobloques como unidades independientes en función de la diferenciación de la actividad neotectónica y por los diseños bidimensionales y tridimensionales de interrelación interbloques, este último indicador como una nueva categoría neotectónica para la clasificación morfoestructural.
Bloques.	Las unidades de rango inferior son los bloques, caracterizados por el piso altitudinal (subcategorías del relieve: montañas altas, medias, bajas, pequeñas, premontañas; alturas grandes, medias, pequeñas; llanuras altas, medias, bajas), el grado de reelaboración morfoescultural y el carácter morfoestructural específico o estructura interna.

Tabla 7.3.1. Clasificación Jerárquico-espacial de las unidades litosféricas

Los grandes escalones morfoestructurales del relieve están determinados por la diferenciación de la intensidad de los movimientos neotectónicos y reflejan el espectro de las categorías y subcategorías básicas del relieve.

Para la determinación de los pisos altitudinales del relieve actual, que por sus características espaciales y evolutivas está enmarcado en una dimensión regional, fueron analizados y comparados los espectros geomorfológicos mundial, continental del territorio de la ex URSS, así como, el nivel insular cubano (Tabla 7.3.3). Las definiciones de las categorías y subcategorías del relieve que integran la zona de estudio están regidas no solo por su piso altitudinal sino, además, por las relaciones morfológicas y morfométricas en el contexto territorial de cuencas y valles, donde la relación morfología-nivel de base definen su categoría y/o subcategoría.

La configuración geométrica y las alturas relativas del conjunto de bloques expresan, con claridad, unidades conformadas por estilos tectónicos diferentes, cuyos límites coinciden con fallas notables. Estas comunidades de bloques morfotectónicos fueron categorizados en las montañas de Cuba oriental (Hernández et al., 1994), como sistemas morfotectónicos tridimensionales de interrelaciones interbloques y representan una nueva categoría morfoestructural para el estudio neotectónico de regiones montañosas (Hernández et al., 2009).

Principios de la clasificación tipológica de las morfoestructuras

Para la clasificación de las morfoestructuras se partió de la teoría del análisis morfoestructural y de su clasificación tipológica (Guerasimov, 1986), de su aplicación desarrollada en Cuba (Díaz *et al.*, 1989); en el extremo oriental cubano (Hernández et al., 1995) y en México (Hernández *et al.* 2005; 2008) adoptándose para el área de estudio las categorías geomorfológicas siguientes: geotextura, como grandes unidades geomorfológicas planetarias en correspondencia con la diferenciación de placas litosféricas; morfoestructura, como la expresión regional o local de la estructura geológica en el relieve; morfoescultura, como las formas del modelado exógeno de la superficie terrestre (ver Tabla 7.3.2). Estas categorías morfoestructurales sintetizan la representación cartográfica de la expresión en el relieve de la estructura geológica activa y de las condiciones litológicas pasivas.

La clasificación está basada en varios niveles jerárquicos: tipo de geotextura o unidad planetaria del relieve; basamentos geológicos; grado de reelaboración morfoescultural o del modelado exógeno, como reflejo pasivo de la litología; categorías básicas del relieve y de sus pisos altitudinales (montañas, lomeríos y llanuras) enlazados con la intensidad de los movimientos neotectónicos (Cretácico-Cuaternario); subcategorías del relieve y sus edades geológicas de consolidación morfoestructural; tipo específico de morfoestructura, indicando su estructura interna, su sustrato geológico, estilos geotectónicos de interacción interbloques, sus tipos de deformaciones tectónicas y su rango hipsométrico.

A nivel planetario, el sistema montañoso de la parte central del SVT pertenece a una geotextura del Terciario-Cuaternario, de transición marginal interplacas, con acreción de terrenos tectonoestratigráficos y con esfuerzos tensionales producto del fracturamiento de diversas fallas.

De acuerdo con las condiciones geológicas existentes en el área de estudio, corresponde a una secuencia volcanosedimentaria que van de edades del Mioceno al Reciente; destacando complejos de tobas dacíticas y riolíticas del Plioceno; una serie compleja de derrames de basalto-andesita y una secuencia de tobas y rocas clásticas semiconsolidadas, que incluyen conglomerados, areniscas y limolitas, reportando una edad que varían desde 23180 a 1880 años b.p, los contribuido a la formación de sedimentos lacustres que conforman las cuencas.

Según el grado de reelaboración morfoescultural o del modelado exógeno del relieve (carácter litomorfoestructural), las morfoestructuras se dividen en: estructurodenudativas (teniendo lugar en las rampas del piedemonte y laderas mostrando una morfología de disección asimétrica) y denudativotectónicas (se presenta una brusca ruptura de pendiente que se expresa por los amplios escarpes, que circunda a manera de escudo en algunas secciones, limitando aparentemente el avance erosivo y remontante de la acción del escurrimiento).

Las características morfoestructurales de las principales categorías geomorfológicas se agrupan en los escalones altitudinales siguientes: montañas altas (>3910 m, mayor altitud de las zonas de estudio), montañas medias (3720 > H < 3910 m), montañas bajas (3460 > H < 3720 m), montañas pequeñas o premontañas (2940 > H < 3460 m), Lomeríos (2680 > H < 2940 m), y planicies (1649 >. H < 2680)

Categorías y subcategorías del relieve	Mundial	Insular: Cuba	Regional: Zona de estudio
Montañas muy altas	H > 5000 m (acotada en 8850 m, Pico Everest)	-----	-----
Montañas altas	2500 < H ≤ 5000 m	-----	H ≥ 3910 m
Montañas medias	1300 < H ≤ 2500 m	1200 < H ≤ 1970 m (Pico Turquino, Sierra Maestra)	3720 > H < 3910 m
Montañas bajas	800 < H ≤ 1300 m	800 < H ≤ 1200 m	3460 > H < 3720 m
Montañas pequeñas	-----	500 < H ≤ 800 m	2940 > H < 3460 m
Premontañas	600 < H ≤ 800 m	300 < H ≤ 500 m	
Elevaciones o lomeríos	650 m ≤ H	Grandes (200 < H ≤ 300 m) Medias (120 < H ≤ 200 m) Pequeñas (120 m < H)	2680 > H < 2940 m
Planicies	0 < H ≤ 250 m	Altas (120 < H ≤ 280 m) Medias (20 < H ≤ 120 m) Pequeñas (20 m ≤ H)	Altas (2420 > H < 2680 m) Medias (2160 > H < 2420 m) Pequeñas (1640 ≤ H < 2160 m)

Tabla 7.3.3. Rangos altitudinales de las diferentes categorías y subcategorías del relieve a nivel global (Bashenina, 1988), insular de Cuba (Instituto de Geografía, Academias de Ciencias de Cuba, 1989) y regional (propuesta propia). Elaborado con base a (Hernández *et al.*, 2009).

En el proceso de formación de los sistemas montañosos, siempre van acompañados con el desarrollo de formas disyuntivas (fallas y fracturas) de diversas longitudes y profundidades, siguiendo una orientación.

Las formas disyuntivas delimitan bloques, que son porciones de la corteza terrestre, lo que permiten reconocer rupturas, que van desde las dimensiones planetarias,

como son los “rift”, hasta las simples grietas de las rocas, en esta medida se reconocen los bloques cuyas magnitudes varían.

En el caso de las estructuras tectónicas vivas dentro de la zona de estudio, no originaron en el relieve formas idénticas; un ejemplo son los sistemas orográficos, que en mayor o menor grado son semejantes o de un mismo tipo con respecto a las formas estructurales en desarrollo. Esto se relaciona con la diferencia de la deformación en el interior y exterior, así como su alteración por procesos exógenos.

Con el mapa de morfolineamientos se detectó claramente la gran magnitud de las fallas de Toxi, Acambay, Perales, así como otras fracturas menores, especialmente dadas en los piedemontes de los aparatos volcánicos y diversas serranías disectadas,

En el mapa de geformas (figura 7.1.1) es posible delimitar diversas estructuras geomorfológicas como es el caso de los derrames lávicos, los campos monogenéticos, los grandes volcanes complejos y las planicies de nivel base.

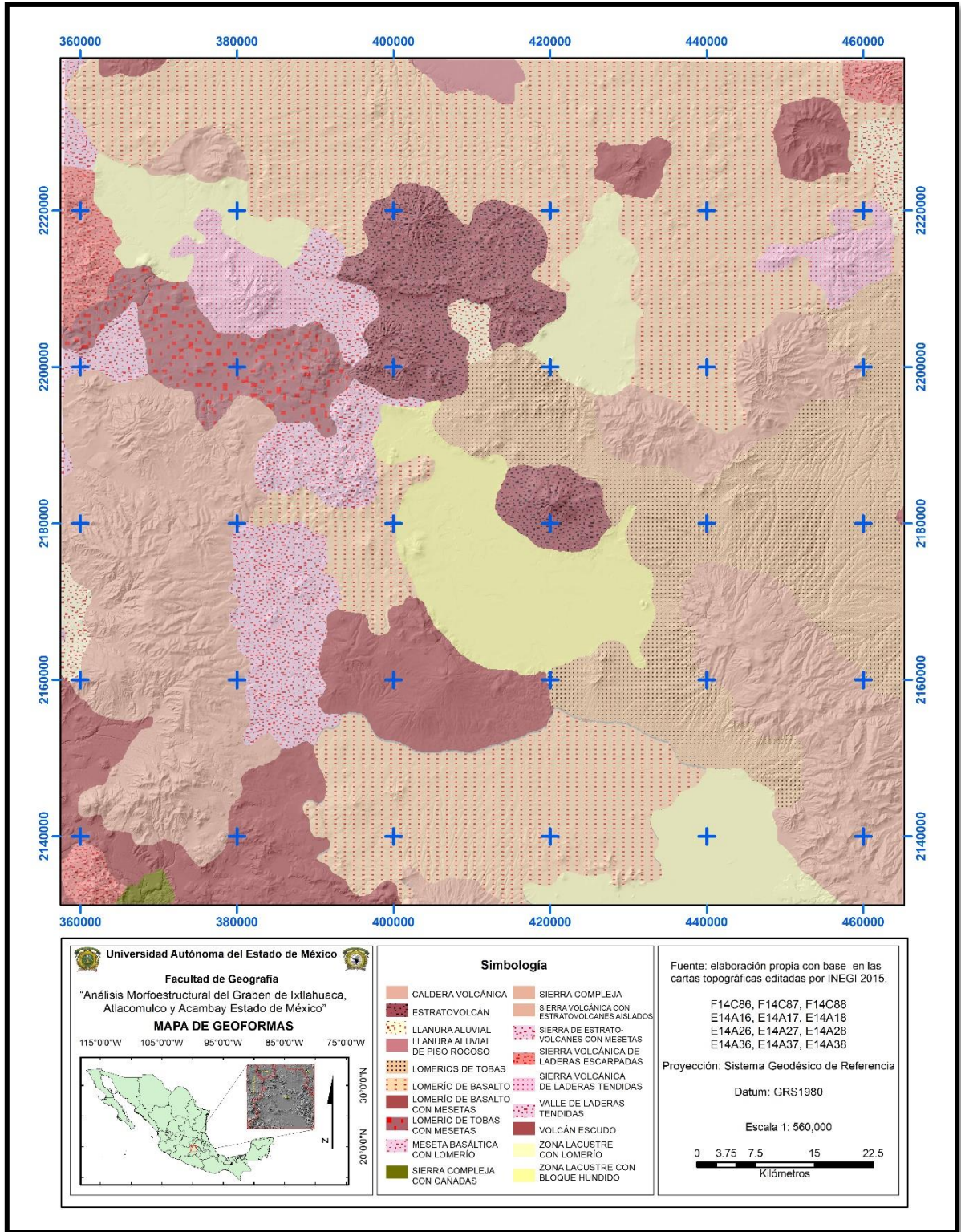


Figura 7.1.1. Mapa de geoformas.

Con el mapa anterior se puede interpretar que con el paso del tiempo y la evolución del relieve se han originado cambios en los patrones de drenaje, así como numerosos casos de capturas ocasionados por la intensa actividad tectónica y el vulcanismo. El tectonismo, al ocasionar movimiento y cambios en los niveles de base locales, provocó modificaciones en la dirección de los canales de las corrientes que escurren en las sierras vecinas al reconocer nuevos niveles base. Estos cambios pueden agruparse básicamente en:

- Calderas Volcánicas
- Depósitos volcánicos tipo Hummoks
- Estratovolcanes
- Llanura aluvial
- Lomerío de basalto
- Lomerío de tobas con mestas
- Meseta basáltica con lomerío
- Sierra alta compleja con cañadas
- Sierras complejas
- Sierras complejas con estratovolcanes
- Valles de laderas tendidas
- Vasos lacustres
- Zonas lacustres con bloques hundidos.

Todas las estructuras mencionadas con anterioridad son un reflejo de la complejidad de un sistema de relieve caótico donde muchas veces existe una simetría en los valles, como consecuencia de migraciones del nivel base (por tectonismo y paulatino desplazamiento de las riberas lacustres); este mismo proceso ha causado arqueamientos y rodeos en los valles, muy especialmente en la zona de la Sierra de las Cruces.

En las planicies están asociadas casos de inversión del sentido del drenaje. El más importante el río Lerma quien para Ortiz y Bocco (1989) en alguna época transcurrió por el actual caudal del Arrollo de La Gavia pero con rumbo meridional, a su vez existen una inversión de tributarios a la dirección actual del drenaje, lo que favorece a la formación de valles abandonados debido a la migración del nivel base por hundimientos diferenciales de las fosas.

Morfo-genético-estructural

Primero se reconocieron los principales sistemas de relieve delimitados como grandes tipos morfológicos, definidos por extensión, morfología, altura, formas de drenaje. Dando como resultado bloques volcánico-tectónicas y erosivos-tectónicos.

De acuerdo a la tablas 7.3.1 y 7.3.3., los principios teóricos para la categorización tipológica de las morfoestructuras de la zona de estudio propuestos son: a) Sistema de drenaje, b) Energía del relieve, c) Densidad de disección, d) Pendiente y e) Altimetría

Niveles Jerárquicos del relieve.

- 1.- Planicies bajas.
- 2.- Planicies medias.
- 3.- Planicies altas.
- 4.- Lomeríos
- 5.- Premontañas
- 6.- Montañas pequeñas.
- 7.- Montañas bajas.
- 8.- Montañas medias.

Se establecieron una jerarquización de diversas categorías, las cuales se expresan en la figura 7.3.1, considerando elementos como la altitud relativa y la expresión morfológica (superficies interfluviales, densidad y profundidad de disección de las diversas laderas y pendientes existentes).

De manera general se obtuvieron ocho categorías de bloques (ver tabla 7.3.4); las primeras tres categorías (bloques de primer orden) son las megaestructuras, grandes pilares o fosas limitadas por escarpes de gran magnitud, afectados, estos últimos, por importantes proceso denutatorios (erosión, remoción en masa). En este mismo bloque existen ambientes con fuerte disección (pilar tectónico) y por otra parte el de acumulación (fosa o graben). Las rupturas en la pendiente están

marcadas de manera gradual. El contacto entre los megabloques positivos y negativos se verifica por medio de las fallas de primer orden.

Las cinco categorías restantes que comprenden los bloques de segundo, tercero, cuarto y quinto orden se encuentran subordinados entre sí de manera decreciente, de acuerdo con su altitud, pendiente e intensidad de disección. Estos dos últimos parámetros dependen de factores locales (basculamiento, resistencia de la roca, dimensión de las áreas de captación de agua, clima/vegetación, entre otros). Estos bloques subordinados están limitados por fallas de segundo orden.

En la zona de estudio se han establecido una jerarquía de lineamientos (fallas de primero, segundo y tercer orden). Las fallas de primer orden se caracterizan por ser profundas, de gran extensión longitudinal (decenas de km), debidas a esfuerzos distinsivos, con importantes desplazamientos verticales, lo cual se expresa en notorios escarpes de falla. Por lo general presenta volcanismo reciente sobre y una franja adyacente a la línea de la falla, pero con mayor frecuencia sobre los bordes de los pilares que subyacen sobre las fosas tectónicas.

La relación existente que tienen los depósitos coluviales al pie de los escarpes de falla se puede inferir que existe una actividad persistente en el tiempo, pese a que los escarpes están bien conservados y no muestran un mayor desgaste por lo mismo es notorio distinguir algunos ramales de fallas secundarias que se desprenden a manera de desgarramiento, del lineamiento principal (considerados como los de primer orden).

Las fallas de segundo y tercer orden están subordinadas a las de primer orden, de manera análoga al caso de los bloques. Son superficiales (solo afectan a la estructura del bloque subordinado), salvo cuando se presenta en forma de red, cuyas consecuencias pueden afectar al megabloque. Al igual que las de primer orden, las fallas subordinadas son distensivas, pero su extensión y desplazamiento vertical son menores. Y en este caso dichas fallas controlan de manera estructural el drenaje.

Existen a su vez fallas menores a las categorizadas, las cuales no están relacionadas con la estructura de bloques, que se manifiesta en el relieve, provocando rupturas de pendiente, depresiones, valles estructurales entre otras geoformas.

Vinculados a los lineamientos, se reconocen tres tipos de escarpes: litológico, erosivo y tectónico, mismos que aparecen combinados en estructuras regionales.

En tercer lugar, se detallaron elementos del relieve, que se desprenden de las estructuras disyuntivas. Se trata de edificios volcánicos (cono, domos extrusivos); derrames lávicos; laderas volcánicas terciarias las cuales están inactivas tectónicamente y solo son afectadas por la erosión.

Los bloques de primer orden son las fosas de Acambay, Atlacomulco, Ixtlahuaca y Toluca, las cuales están flanqueadas por los megabloques de las serranías de Acambay, Mazahua de Monte Alto y Monte Bajo. Limitando a los megabloques señalados se asocian las fallas de primer orden: Acambay, Toxi, Perales.

Los cuatro bloques mencionados anteriormente definen a las zonas de mayor intensidad tectónica, que se expresa en bloques subordinados.

En el sector norte de Acambay, los lineamientos y bloques secundarios se disponen al rumbo del graben, con tres niveles tectónicos escalonados y una amplitud de 500 m (altitudes absolutas: 3000 a 2500 m). En el flanco sur se define, a manera de pilar, el escarpe de la falla de Toxi, con un desnivel relativo de 150 m. en el piso de la fosa de Acambay, se presentan estructuras volcánicas de gran magnitud, (Volcán de Temascalcingo) el cual ésta de manera dislocada por un sistema disyuntivo de segundo orden, vinculado al sistema Acambay de dirección este-oeste. Tal dislocación genera un conjunto de bloques subordinados, al cual se agregan otros de tercer orden y de mayor antigüedad, dispuesto sobre el flanco norte del volcán, con rumbos radiales.

En el caso de la fosa de Ixtlahuaca, los megabloques que la limitan son claros y bien definidos. Al poniente se sitúa el bloque de primer orden de la Sierra Mazahua, en

el cual los bloques subordinados presentes están diferenciados por desniveles relativos de poca magnitud, debido a la acumulación reciente de volcanismo monogenético y la fase distensiva posterior también muy reciente de tal manera que la erosión lineal aún no ha llegado a profundizar las disyunciones de bloques secundarios. La parte noreste de la fosa está ocupada por el campo monogenético de Atlacomulco, en el cual sobresale el volcán Jocotitlán. Dada a su juventud y el carácter acumulativo de las lavas, aun no se observa una red disyuntiva considerable, con excepción de las dislocaciones provocadas por las fallas de Atlacomulco sobre la ladera del Jocotitlán.

El piso de la fosa, constituido por la planicie de origen fluvio-lacustre, presenta valles amplios de desborde, con declive mínimo, poco profundo y de alta sinuosidad meándrica. Todos estos elementos del relieve son indicadores de procesos de hundimiento de las fosas o cuencas sedimentarias. Sobre la fosa de Ixtlahuaca se distingue una migración generalizada en la trayectoria de los cursos fluviales y en particular el río Lerma y sus tributarios, pues el pisos de la fosa bascula inclinándose con dirección poniente, según manifiesta la distribución desigual del hundimiento.

La planicie Toluca, formada por la depresión del Lerma, está limitada hacia el sur por derrames lávicos orientados hacia el norte por los piedemontes de las sierras Mazahua y Monte Alto, hacia el este por grandes edificios volcánicos aislados y hacia el oeste, en contacto con el relieve volcánico acumulativo reciente y el flanco terminal del volcán Nevado de Toluca.

Descripción de los Sistemas Morfogenético-estructural

Montañas altas, medias, bajas y premontañas. Son porciones inclinadas de la superficie que delimitan formas positivas y negativas (Lugo 1989). Representan las partes más altas del área de estudio, donde se encuentran las diferentes unidades de laderas, divididas por sus valores altitudinales relativos en altas, medias y bajas, así como por cambios en la pendiente. Su principal origen es el volcánico, dentro de este existen varios orígenes específicos, pero predominan las laderas de origen acumulativo, en donde se encuentran los productos volcánicos depositados por

diferentes fisuras que sucesivamente sufren una sobreposición con otras más recientes. Después le siguen las laderas volcánicas modeladas, constituidas por materiales que por su edad relativa, muestran un modelo o por arreglo interno presentan procesos erosivos, es decir, el contenido de materiales volcanoclásticos poco masivos los hace susceptibles a tener un cierto modelo denudativo y fluvial expresado con una fuerte incisión vertical así como laderas escarpadas, pero sin tener presencia de movimiento estructural o desplazamientos laterales y verticales.

Dentro de este tipo también se encuentran las que por esfuerzos intensos (endógenos) presenta un colapso volcánico tectónico de una parte del edificio, modelado así por una parte de las laderas y dándole una forma característica (en herradura) y completamente diferentes a las que se presentan en su continuidad longitudinal. También se encuentran las laderas de origen tectónico modeladas producto de desplazamientos laterales o verticales de tipo normal, constituyen a las laderas escarpadas; después sigue el volcánico acumulativo, denominado así por su origen volcánico compuesto de sucesión de productos volcánicos afectados indirectamente por los desplazamientos tectónicos. Por dentro de la clasificación de montañas se localizan las laderas tectónicas modeladas, denominada así por pertenecer a un eskarpe tectónico sepultado por procesos gravitacionales.

Lomeríos. Los lomeríos son las áreas fragmentadas en las partes bajas de las laderas de montañas, se aprecian como un conjunto de colinas o lomas continuas. El origen principal de gran parte de los lomeríos que integran la zona de estudio, al igual que las montañas, son de origen endógeno volcánico acumulativo, seguido por el modelado y el tectónico, pero aquí el origen exógeno acumulativo es el predominante, algunas de las razones por la que ocurre la presencia de lomeríos se debe a la variedad litológica de los depósitos volcánicos en la misma morfoestructura, así como por la fragmentación hecha a partir de su temporalidad y variedad de formas que tiene un mismo depósito.

Por otra parte la influencia tectónica en el área es un factor que favoreció a la fragmentación de los productos en las partes bajas de las laderas de la montaña,

así como el aporte de material a las planicies o cuencas que rodean las estructuras principales.

Planicies altas, medias y pequeñas. Las planicies, casi siempre presentan una continuidad y geomorfológicamente pueden presentar procesos erosivos como acumulativos en diferentes periodos de tiempo. El sistema de las planicies en el área de estudio delimita las morfoestructuras y permite en algunos casos, hacer interpretaciones con respecto a la temporalidad de las formas. Principalmente se dividieron en planicies de tipo fluvial, lacustre e intermontana, aunque también se encontraron superficies de poca pendiente que tiene una estrecha relación con depósitos volcánicos, con secuencias volcánico-lacustres, mientras que otras presentan modelado tectónico.

La mayoría de las planicies encontradas son de origen exógeno acumulativas, las planicies fluviales no presentan cambios morfológicos significativos. Las planicies lacustres en cambio, se dividieron por su relación con los depósitos volcánicos que las formaron, así como por la elaboración de bordos de concentración de agua, de las cuales fue posible la identificación de las áreas de inundación en épocas de recarga extraordinaria.

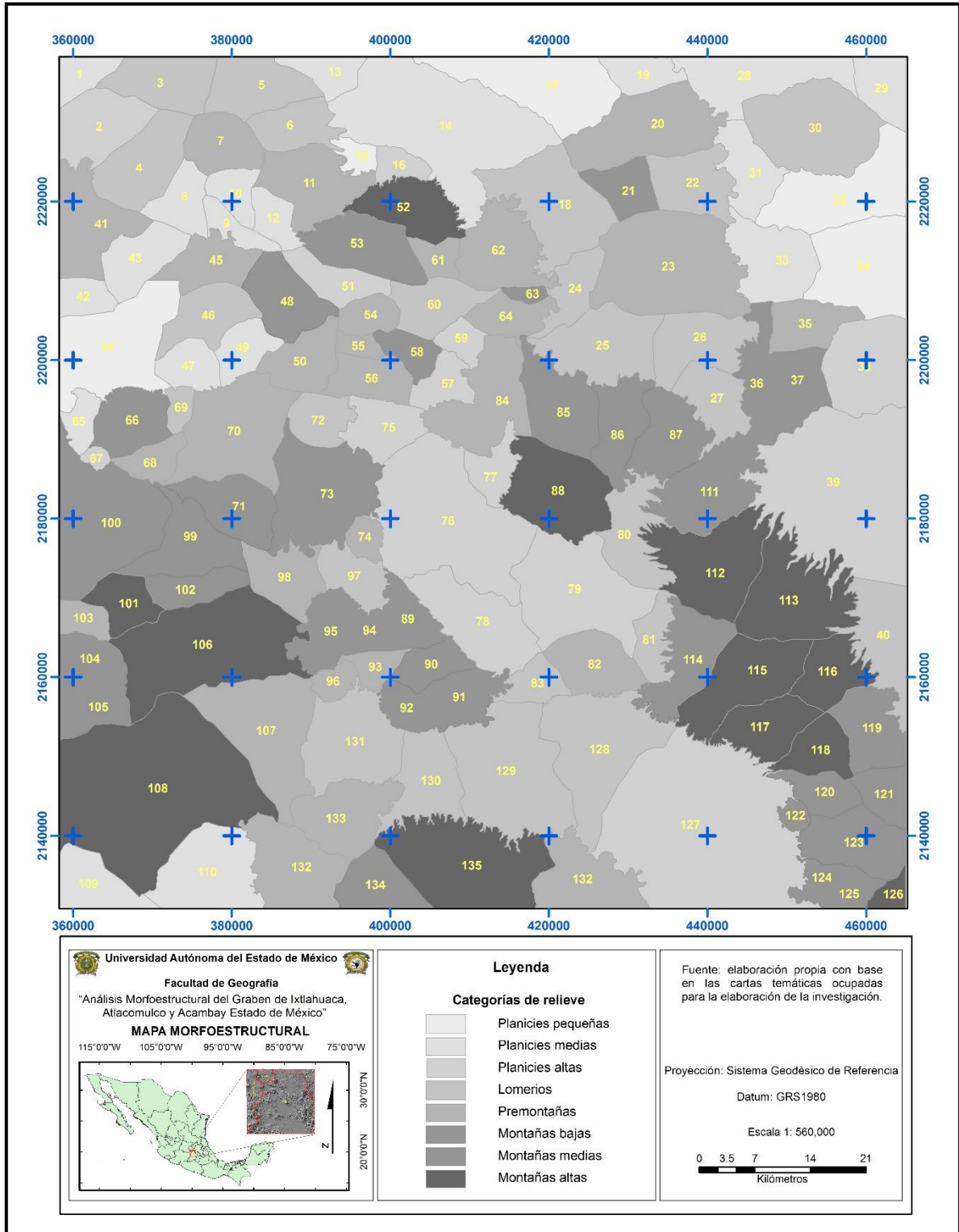


Figura 7.3.1. Mapa Morfoestructural

Categoría	No. de Bloque	Sistema de drenaje	Energía del Relieve	Densidad de Disección	Ordenes de drenaje	Pendiente	Altimetría (msnm)
Planicies pequeñas	15	Retorcido	Casi nula a Muy baja	Casi nula a intensa	1 a 5	3° a 30°	1640 a 1900
Planicies pequeñas	17	Paralelo	Casi nula a Baja	Casi inexistente a Baja	1 a 5	3° a 30°	1640 a 2420
Planicies pequeñas	32	Radial	Casi nula a Baja	Casi inexistente a Muy escasa	1 a 4	3° a 30°	1640 a 2160
Planicies pequeñas	34	Radial-Centrífugo	Casi nula a Media	Casi inexistente a Media	1 a 6	3° a >45°	1640 a 2160
Planicies pequeñas	44	Desordenado	Casi nula a Intensa	Casi inexistente a Media	1 a 6	3° a >45°	1640 a 1900
Planicies medias	1	Subdendrítica	Casi nula a Baja	Casi inexistente a Media	1 a 5	3° a 45°	1640 a 2940
Planicies medias	8	Retorcido	Casi nula a Muy Baja	Casi inexistente a Moderada	1 a 6	3° a 30°	2160 a 2240
Planicies medias	9	Retorcido	Casi nula a Muy Baja	Casi inexistente a Baja	1 a 3	3° a 30°	2160
Planicies medias	10	Retorcido	Casi nula a Baja	Casi inexistente a Baja	1 a 4	3° a 30°	2160 a 2240
Planicies medias	12	Dendrítico	Casi nula	Casi inexistente a Escasa	1 a 5	3° a 15°	2160
Planicies medias	13	Paralelo	Casi nula	Casi inexistente a Baja	1 a 4	3° a 30°	1900 a 2610
Planicies medias	14	Enrejado	Casi nula a media	Casi nula a intensa	1 a 6	3° a 45°	1900 a 2420
Planicies medias	19	Rectangular	Casi nula	Casi inexistente a Muy baja	1 a 4	3° a 30°	2160
Planicies medias	28	Enrejado	Casi nula a Muy baja	Casi inexistente a Baja	1 a 5	3° a 30°	1640 a 2160
Planicies medias	29	Radial-Centrífugo	Casi nula a Intensa	Casi inexistente a Muy escasa	1 a 6	3° a >45°	1640 a 2680
Planicies medias	31	Dendrítico	Casi nula a Muy baja	Casi inexistente a Baja	1 a 4	3° a >45°	1640 a 2160
Planicies medias	33	Desordenado	Casi nula a Moderada	Casi inexistente a Media	1 a 4	3° a 45°	2160
Planicies medias	42	Dendrítico	Casi nula a Moderada	Casi escasa a Baja	1 a 3	3° a >45°	1900 a 2160
Planicies medias	43	Rectangular	Casi nula a Media	Casi escasa a Baja	1 a 6	3° a >45°	1900 a 2160
Planicies medias	47	Radial-Centrífugo	Casi nula Baja	Casi inexistente a Muy escasa	1 a 6	3° a 30°	1900 a 2160
Planicies medias	49	Subdendrítica	Casi nula a Moderada	Casi escasa a Baja	1 a 5	3° a 15°	1640 a 2160
Planicies medias	65	Rectangular	Casi nula a Intensa	Casi inexistente a Media	1 a 3	3° a >45°	2160 a 2420
Planicies medias	109	Subdendrítica	Muy baja a Alta	Casi inexistente a Media	1 a 5	3° a >45°	1640 a 2160
Planicies medias	110	Subdendrítica	Casi nula a Media	Casi inexistente a Baja	1 a 6	3° a >45°	1640 a 2610

Planicies altas	2	Subdendrítica	Casi nula a baja	Casi inexistente a Media	1 a 5	3° a 45°	1900 a 2940
Planicies altas	16	Subdendrítica	Casi nula a Muy baja	Muy escasa a Media	1 a 4	3° a 30°	2160 a 2420
Planicies altas	38	Dentítico-Asimétrico	Casi nula a Media	Casi inexistente a Muy densa	1 a 5	3° a 45°	1900 a 2420
Planicies altas	39	Enrejado	Casi nula a Baja	Casi inexistente a Muy densa	1 a 6	3° a 30°	1900 a 2680
Planicies altas	51	Dendrítico-Asimétrico	Casi nula a Intensa	Casi inexistente a Media	1 a 6	3° a >45°	2160 a 2680
Planicies altas	57	Desordenado	Casi nula a Baja	Casi inexistente a Muy escasa	1 a 6	3° a 45°	2420
Planicies altas	59	Rectangular	Casi nula	Casi inexistente	1 a 6	3° a 30°	2160
Planicies altas	67	Radial	Muy baja a Baja	Casi inexistente a Media	1	3° a 30°	2160 a 2420
Planicies altas	75	Paralelo	Casi nula Baja	Casi inexistente a Muy baja	1 a 5	3° a 30°	2420 a 2680
Planicies altas	76	Desordenado	Casi nula a Moderada	Casi inexistente Muy densa	1 a 6	3° a 45°	2420 a 2680
Planicies altas	77	Subdendrítica	Casi nula Moderada	Casi inexistente a Baja	1 a 5	3° a 30°	2420 a 2680
Planicies altas	78	Rectangular	Casi nula	Casi inexistente a Escasa	1 a 6	3° a 30°	2420
Planicies altas	79	Desordenado	Casi nula	Casi inexistente a Baja	1 a 7	3° a 30°	2420 a 2680
Planicies altas	127	Desordenado	Casi nula	Casi inexistente a Baja	1 a 5	3° a 15°	2680
Lomeríos	3	Subdendrítica	Casi nula a baja	Casi inexistente a Media	1 a 4	3° a 30°	2160 a 2940
Lomeríos	4	Dendrítico	Casi nula a Moderada	Casi inexistente a Media	1 a 4	3° a >45°	2160 a 2940
Lomeríos	5	Paralelo	Casi nula a Baja	Casi inexistente a Baja	1 a 4	3° a 30°	2160 a 2940
Lomeríos	6	Dendrítico	Casi nula a Baja	Casi inexistente a Baja	1 a 4	3° a 30°	2240 a 2940
Lomeríos	18	Subdendrítica	Casi nula a Baja	Casi inexistente a Media	1 a 6	3° a 30°	2420 a 2680
Lomeríos	22	Desordenado	Casi nula a Muy baja	Casi inexistente a Baja	1 a 3	3° a 30°	2420 a 2680
Lomeríos	24	Paralelo	Casi nula	Casi inexistente a Muy baja	1 a 4	3° a 6°	2680
Lomeríos	25	Radial	Casi nula	Casi inexistente a Media	1 a 5	3° a 15°	2680
Lomeríos	26	Desordenado	Casi nula	Casi inexistente a Baja	1 a 6	3° a 30°	2420 a 2680
Lomeríos	27	Dendrítico	Casi nula	Casi inexistente a Baja	1 a 5	3° a 15°	2680
Lomeríos	30	Radial-Centrífugo	Casi nula a Media	Casi inexistente a Densa	1 a 4	3° a >45°	1640 a 2680
Lomeríos	40	Pinnado	Casi nula a Baja	Casi nula a Muy alta	1 a 5	3° a 45°	2160 a 2680

Lomeríos	46	Radial	Casi nula a Intensa	Casi escasa a Baja	1 a 3	3° a 45°	1640 a 2680
Lomeríos	60	Dendrítico	Casi nula a Intensa	Casi inexistente a Muy escasa	1 a 5	3° a >45°	2420 a 2680
Lomeríos	69	Desordenado	Casi nula a Muy baja	Escasa a Media	1 a 2	3° a >45°	2160 a 2680
Lomeríos	72	Rectangular	Casi nula a Moderada	Casi inexistente a Media	1 a 4	3° a 45°	2680 a 2940
Lomeríos	80	Desordenado	Casi nula a Muy Baja	Casi inexistente a Densa	1 a 5	3° a 30°	2680
Lomeríos	81	Dendrítico-Asimétrico	Casi nula a Muy baja	Casi inexistente a Muy densa	1 a 6	3° a 30°	2680
Lomeríos	83	Desordenado	Casi nula	Casi inexistente a Media	1 a 5	3° a 30°	2420 a 2680
Lomeríos	97	Rectangular	Casi nula a Muy baja	Casi inexistente a Media	1 a 6	3° a 30°	2680
Lomeríos	128	Enrejado	Casi nula	Casi inexistente a Media	1 a 5	3° a 30°	2680
Lomeríos	129	Enrejado	Casi nula	Casi inexistente a Densa	1 a 6	3° a 15°	2680
Lomeríos	130	Desordenado	Casi nula	Casi inexistente a Media	1 a 5	3° a 30°	2680
Lomeríos	131	Rectangular	Casi nula	Casi inexistente a Media	1 a 6	3° a 15°	2680
Premontañas	7	Retorcido	Casi nula a Moderada	Casi inexistente a Media	1 a 4	3° a 45°	2420 a 3200
Premontañas	11	Subdendrítica	Casi nula a Muy baja	Casi inexistente a Media	1 a 5	3° a 30°	2160 a 2420
Premontañas	20	Radial	Casi nula a Moderada	Casi inexistente a Baja	1 a 4	3° a 45°	2160 a 3200
Premontañas	23	Radial-Centrífugo	Casi nula a Muy baja	Casi inexistente a Baja	1 a 4	3° a 15°	2420 a 2940
Premontañas	35	Pinnado	Casi nula a Intensa	Casi inexistente a Muy densa	1 a 6	3° a >45°	1900 a 3200
Premontañas	41	Pinnado	Casi nula a Media	Casi inexistente a Media	1 a 4	3° a 45°	2160 a 3200
Premontañas	45	Retorcido	Casi nula a Media	Casi inexistente a Media	1 a 4	3° a 45°	2160 a 3200
Premontañas	50	Radial-Centrífugo	Casi nula a Media	Casi inexistente a Baja	1 a 4	3° a >45°	2160 a 2940
Premontañas	54	Paralelo	Muy baja a Media	Casi inexistente a Densa	1 a 4	3° a 45°	2160 a 3200
Premontañas	55	Dendrítico	Casi nula a Intensa	Casi inexistente a Baja	1 a 4	3° a >45°	2160 a 2940
Premontañas	56	Subdendrítica	Casi nula a Media	Casi inexistente a Baja	1 a 6	3° a >45°	2420 a 3200
Premontañas	61	Paralelo	Casi nula a Media	Casi inexistente a Baja	1 a 4	3° a >45°	2680 a 3200
Premontañas	62	Retorcido	Casi nula a Media	Casi inexistente a Media	1 a 4	3° a 45°	2680 a 3200
Premontañas	64	Retorcido	Casi nula a Intensa	Casi inexistente a Muy Baja	1 a 4	3° a 45°	2420 a 3200

Premontañas	68	Paralelo	Casi nula a Baja	Escasa a Baja	1 a 5	3° a 45°	2420 a 3200
Premontañas	70	Subdendrítica	Casi nula a Moderada	Casi inexistente a Baja	1 a 5	3° a >45°	2160 a 3200
Premontañas	74	Radial	Casi nula a Baja	Casi inexistente a Densa	1 a 3	3° a 30°	2940 a 3200
Premontañas	82	Radial-Centrífugo	Casi nula a Media	Casi inexistente a Media	1 a 4	3° a 45°	2420 a 3200
Premontañas	84	Subdendrítica	Casi nula a Media	Casi inexistente a Media	1 a 5	3° a 45°	2680 a 3200
Premontañas	93	Paralelo	Casi nula a Baja	Casi inexistente a Baja	1 a 2	3° a 30°	2940 a 3420
Premontañas	96	Radial	Casi nula a Baja	Casi inexistente a Muy baja	1 a 2	3° a 30°	2940 a 3200
Premontañas	98	Radial-Centrífugo	Casi nula a Baja	Casi inexistente a Baja	1 a 5	3° a 30°	2680 a 3200
Premontañas	103	Subdendrítica	Casi nula a Media	Casi inexistente a Baja	1 a 4	3° a >45°	1640 a 3200
Premontañas	107	Subdendrítica	Casi nula a Moderada	Casi inexistente a Muy baja	1 a 6	3° a 45°	2420 a 3200
Premontañas	132	Desordenado	Casi nula a Moderada	Casi inexistente a Muy baja	1 a 4	3° a >45°	2160 a 2940
Premontañas	132	Rectangular	Casi nula a Media	Casi inexistente a Muy baja	1 a 5	3° a 45°	2940 a 3200
Premontañas	133	Radial	Casi nula a Baja	Casi inexistente a Muy baja	1 a 3	3° a 45°	2680 a 3200
Montañas bajas	21	Rectangular	Casi nula a Moderada	Casi inexistente a Baja	1 a 4	3° a 30°	2420 a 3460
Montañas bajas	36	Pinnado	Casi nula a Media	Casi inexistente a Muy densa	1 a 3	3° a 45°	2160 a 3460
Montañas bajas	37	Enrejado	Casi nula a Media	Escasa a Muy densa	1 a 3	3° a 45°	2160 a 3460
Montañas bajas	58	Dendrítico	Casi nula a Media	Casi inexistente a Baja	1 a 3	3° a >45°	2420 a 3460
Montañas bajas	63	Dendrítico	Casi nula a Intensa	Escasa a Muy baja	1 a 2	3° a 45°	2940 a 3460
Montañas bajas	66	Radial	Casi nula a Media	Casi inexistente a Media	1 a 3	3° a >45°	2160 a 3460
Montañas bajas	73	Dendrítico	Casi nula a Media	Casi inexistente a Densa	1 a 5	3° a >45°	2940 a 3460
Montañas bajas	85	Subdendrítica	Casi nula a Moderada	Casi inexistente a Media	1 a 3	3° a 45°	2940 a 3460
Montañas bajas	89	Desordenado	Casi nula a Media	Casi inexistente a Media	1 a 3	3° a 30°	2940 a 3460
Montañas bajas	92	Radial	Casi nula a Baja	Casi inexistente a Baja	1 a 3	3° a 30°	2940 a 3420
Montañas bajas	94	Dendrítico	Casi nula a Baja	Casi inexistente a Baja	1 a 3	3° a 30°	2940 a 3420
Montañas bajas	95	Dendrítico	Casi nula a Muy baja	Casi inexistente a Baja	1 a 3	3° a 30°	2940 a 3420
Montañas bajas	104	Radial	Casi nula a Alta	Casi inexistente a Media	1 a 5	3° a >45°	1640 a 3460
Montañas bajas	105	Paralelo	Casi nula a Alta	Casi inexistente a Media	1 a 5	3° a >45°	1640 a 3460

Montañas bajas	111	Retorcido	Casi nula a Media	Casi inexistente a Muy densa	1 a 5	3° a 45°	2940 a 3460
Montañas bajas	122	Radial	Casi nula a Media	Muy baja a Media	1 a 3	3° a 45°	3200 a 3460
Montañas bajas	124	Subdendrítica	Casi inexistente a Moderada	Casi inexistente a Media	1 a 3	3° a 45°	3460
Montañas medias	48	Subdendrítica	Casi nula a Media	Casi escasa a Baja	1 a 6	3° a 45°	2160 a 3720
Montañas medias	53	Retorcido	Casi nula a Moderada	Casi inexistente a Media	1 a 4	3° a 45°	2680 a 3720
Montañas medias	71	Radial-Centrífugo	Casi nula a Moderada	Casi inexistente a Baja	1 a 5	3° a 45°	2940 a 3720
Montañas medias	86	Subdendrítica	Casi nula a Media	Casi inexistente a Media	1 a 4	3° a 45°	2940 3720
Montañas medias	87	Retorcido	Casi nula a Media	Casi inexistente a Muy densa	1 a 3	3° a 45°	2940 a 3720
Montañas medias	90	Radial	Casi nula a Media	Casi inexistente a Baja	1 a 3	3° a 45°	2940 a 3720
Montañas medias	91	Radial	Casi nula a Moderada	Casi inexistente a Media	1 a 3	3° a 30°	2940 3720
Montañas medias	99	Radial-Centrífugo	Casi nula a Media	Casi inexistente a Muy baja	1 a 4	3° a 45°	2940 a 3720
Montañas medias	100	Subdendrítica	Casi nula a Intensa	Casi inexistente a Densa	1 a 4	3° a >45°	1900 a 3720
Montañas medias	102	Dendrítico	Casi nula a Moderada	Escasa a Muy baja	1 a 3	3° a >45°	2940 a 3720
Montañas medias	114	Subdendrítica	Casi nula a Moderada	Escasa a Muy densa	1 a 4	3° a >45°	2940 a 3720
Montañas medias	119	Subdendrítica	Baja a Media	Escasa a Densa	1 a 4	6° a >45°	2940 a 3720
Montañas medias	120	Subdendrítica	Muy baja a Media	Escasa a Densa	1 a 3	15° a 45°	3200 a 3720
Montañas medias	121	Desordenado	Muy baja a Intensa	Casi inexistente a Densa	1 a 4	3° a >45°	3200 a 3720
Montañas medias	123	Dendrítico	Muy baja a Media	Casi inexistente a Muy densa	1 a 4	3° a >45°	3460 a 3720
Montañas medias	125	Radial-Centrífugo	Muy baja a Intensa	Casi inexistente a Densa	1 a 4	3° a 45°	3720
Montañas medias	134	Radial-Centrífugo	Casi nula a Intensa	Casi inexistente a Muy densa	1 a 5	3° a >45°	2680 a 3720
Montañas altas	52	Anular	Muy baja a Intensa	Muy escasa a Media	1 a 4	3° a >45°	2680 a 3720
Montañas altas	88	Radial	Casi nula a Muy alta	Casi inexistente a Media	1 a 4	3° a >45°	2940 a 3980
Montañas altas	101	Dendrítico	Casi nula a Media	Escasa a Media	1 a 4	3° a >45°	2160 a 3980
Montañas altas	106	Desordenado	Casi nula a Media	Casi inexistente a Media	1 a 5	3° a >45°	2680 a 3980
Montañas altas	108	Radial	Casi nula a Muy alta	Casi inexistente a Media	1 a 5	3° a >45°	1640 a 3980

Montañas altas	112	Subdendrítica	Nula a Moderada	Escasa a Densa	1 a 4	3° a 45°	2940 a 3980
Montañas altas	113	Subdendrítica	Muy baja a media	Casi inexistente a Densa	1 a 4	3° a 45°	2940 a 3980
Montañas altas	115	Desordenado	Casi nula a Intensa	Escasa a Muy densa	1 a 4	3° a >45°	3200 a 3980
Montañas altas	116	Desordenado	Muy baja a Media	Casi inexistente a Media	1 a 4	3° a >45°	2940 a 3980
Montañas altas	117	Dendrítico	Muy baja a Intensa	Casi inexistente a Muy densa	1 a 4	3° a >45°	2940 a 3980
Montañas altas	118	Subdendrítica	Muy baja a Media	Escasa a Densa	1 a 4	3° a >45°	2940 a 3980
Montañas altas	126	Subdendrítica	Muy baja a Moderada	Casi inexistente a Baja	1 a 3	3° a 45°	3720 a 3980
Montañas altas	135	Paralelo	Casi nula a media	Casi inexistente a Media	1 a 5	3° a 45°	2940 a 3980

Tabla 7.3.4. Categorías Morfoestructurales de la zona de estudio.

CAPÍTULO 8.

RESULTADOS Y

CONCLUSIONES

1.1. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

La geomorfología como ciencia geográfica se encuentra inmersa en cambios y transformaciones a través del pensamiento y de la búsqueda de soluciones específicas que el territorio le plantea al hombre y a la sociedad; teniendo como objeto de estudio el relieve.

La geomorfología ha dejado de ser una ciencia netamente teórica, pues se ha convertido en una ciencia aplicada, cuya importancia se manifiesta en la colaboración prestada a la elaboración de planes de desarrollo, al trazado de vías de comunicación, al acondicionamiento de presas de agua, a la solución de problemas de erosión y a su vez al uso adecuado de los recursos naturales, es por ello que el desarrollo de las investigaciones morfoestructurales son indispensables para la toma de decisiones a nivel regional.

Las morfoestructuras que integran a la zona de estudio, poseen una tipología sistémica y compleja; las cuales para su estudio se abordaron con el uso de herramientas, metodologías y técnicas de investigación de tres ciencias de la tierra, como lo son: geografía, geomorfología estructural y geología; cada una de ellas aportó diferentes herramientas y metodologías que permitieron obtener lo siguiente.

En la parte cartográfica, se generaron nueve mapas temáticos, cada uno de ellos fue interpretado y correlacionado para obtener los resultados correspondientes; estos fueron las herramientas que permitieron, desarrollar tres métodos geomorfológicos aplicados en esta investigación, que son: el morfológico, morfométrico y morfoestructural.

En el área de estudio se identificó que la importancia que tiene la tectónica, debido a que la mayoría de la zona estuvo asociada a un basculamiento de las estructuras del relieve, lo cual repercutió en la trayectoria del río Lerma, ya que este al momento de migrar de su cauce original dejó pequeños cuerpos de agua conocidos como "*Lagos Oxbow*", para la elaboración de la carta morfoestructural, se tuvo que hacer un análisis morfológico y morfométrico

Con la elaboración de estos dos análisis, se demostró que existe la predominancia de los procesos endógenos y exógenos; el primero se manifestó en a través de la formación de zonas acumulativas como la planicie aluvial, ubicada en la parte centro y desplazándose de Norte a Sur y de Este a Oeste, así como la formación de peniplanicies distribuidas casi toda la zona, los procesos exógenos como erosión y acumulación se presentan de forma general en todas la unidades delimitadas.

De acuerdo a los perfiles elaborados se muestran una cierta asimetría en la geoformas y mediante la interpretación se los perfiles se puede obtener lo siguiente:

- La naturaleza de los escarpes, rupturas de pendiente y flexiones que de acuerdo a su origen, pueden ser: tectónicos, erosivos, litológicos o mixtos.
- El carácter tectónico-estructural de la disección lineal, la red fluvial y la función del nivel base generan un factor muy importante para disecar el relieve.
- La distribución y disposición altitudinal de las superficies de nivelación planar y su posible relación con periodos de estabilidad orogénica.

La formación de estructuras montañosas va acompañadas del desarrollo de formas disyuntivas, englobadas dentro de un estilo estructural de esfuerzos y deformaciones tanto distensivas como compresivas de diversas magnitudes y modalidades, en la cual los lineamientos disyuntivos definieron y limitaron montañas y morfoestructuras en bloque que se desplazan unas con respecto a otras, a través de movimientos verticales y horizontales que corren de distinta velocidad, provocando con ello una disposición altitudinal de bloques en diferentes posiciones y alturas.

Los bloques más elevados obedecen a una intensidad mayor de movimientos tectónicos, los bloques más bajos representan una inmovilidad y/o a un hundimiento.

El acomodo escalonado de bloques y las superficies de nivelación suelen estar separadas por profundas quebradas que muestran en planta, valles y diversas longitudes y profundidades con una disposición rectilínea y de bruscos cambios de

trayectoria, se muestran quebradas donde se aprecia las paredes o flanco de fuerte pendiente, con inestabilidad de taludes y escarpes limitando a terrazas elevadas y valles colgados, todos estos elementos del relieve definen el carácter tectónico y erosivo de las quebradas.

Se puede apreciar la relación entre la disposición hipsométrica de todas las superficies de nivelación, flexiones y rupturas de pendiente de carácter estructural, litológico, erosivo, y acumulativo. Los bloques de naturaleza tectónica en particular sobresalen por su expresión de escarpes y profundas quebradas que limitan a las estructuras principales, además de los declives pronunciados de montaña, correspondientes a los escalones de crecimiento estructural, originados por el impulso de movimientos tectónicos.

Existe una correlación entre procesos tectónicos y erosivos que demuestran evidencias del modelado fluvial, la cual influye en la dinámica estructural de la zona de estudio, donde se presenta una franja de relieve piemontano que demuestra el declive acumulativo-erosivo ligeramente inclinado, dispuesto entre las montañas y las llanuras acumulativas de nivel base de tipo lacustre.

Es posible reconocer tres geosistemas regionales que en el orden altitudinal, de mayor a menor, con:

1. Cadenas montañosas volcánicas, de edad neógeno-cuaternario, que se encuentran circundando las planicies acumulativas.
2. Declive transicional: franja de laderas y piedemonte formada de productos volcanoclásticos y material sedimentario de origen aluvial y coluvial de edad plioceno-cuaternario.
3. Planicie acumulativa fluvio-lacustre de origen tectónico-volcánico, de edad cuaternaria.

Al pie de las cadenas montañosas volcánicas de la zona de estudio se extienden potentes acumulaciones de materiales volcanoclásticos consistentes en tobas, cenizas, brechas volcánicas, entre las cuales se mezclan sedimentos continentales de acarreo, principalmente de origen proluvial deluvial.

Al finalizar el desarrollo orogénico en la zona, se presenta un estilo estructural de tensión o fase tectónica distensiva. Como consecuencia de ello, el sistema disyuntivo aparece como un fenómeno dominante; en pocas ocasiones como subordinado. La expresión morfoestructural en bloques es evidente, según se deduce de los conjuntos estructurales de sierras aisladas, que se definen siguiendo rumbos o lineamientos bien establecidos, que levantan entre las planicies de nivel base. La distribución de tal arquitectura geológica de horst y fosas conforma un mosaico de comportamientos o depresiones cerradas circundadas por montañas bloque.

Las sierras mayores, entre ellas la Mazahua, Maravatío, Ñadó, Las Cruces, Monde Alto y Monte Bajo, forman respectivamente un megabloque, constituidas por montañas bloque de orden menor, levantado a diferente altura por los movimientos diferenciales en intensidad. De esta manera el sistema disyuntivo tiene lugar a dos diferentes escalas: una a nivel de megabloques (mayores y amplias fosas tectovolcánicas) y otra a nivel secundario, en bloques menores y hundimientos locales.

La mayor parte de los límites de las sierras mayores y su contacto con el piso de las fosas se encuentran marcadamente afectados por fallas normales; incluso el piedemonte de las cadenas montañosas es sujeto de la dislocación disyuntiva, dando prueba de la actividad reciente en los márgenes de las estructuras de los horst y graben.

El sistema disyuntivo de megabloques permitió la formación de amplias cuencas endorreicas, propiciando con ello extensas áreas lacustres, siendo las estructuras disyuntivas quienes modificaron la naturaleza lacustre de la zona. Estas fallas trastornaron las condiciones hidrológicas, pues se modificó la disposición del nivel base de los cuerpos lacustres al cambiar y migrar hacia un nivel base general de transición, permitiendo que el desagüe de la cuenca del Alto Lerma se lleve a cabo por medio de un sistema escalonado de planicies lacustres, caso de Toluca, Ixtlahuaca, Atlacomulco, Maravatío y Acambay. Semejante escalonamiento es el resultado de la dislocación de las fallas recientes de Tenango, Ixtlahuaca-Perales y

Toxi, evidencias por la conservación en la rectitud de los escarpes de falla, cuyo desplazamiento muestra una serie de hundimientos en los bloques septentrionales y levantamientos en los megabloques meridionales.

El análisis de la red hidrográfica es indispensable, ya que permite entender el desarrollo y el proceso de disección del relieve a través de la organización del drenaje, el cual se relaciona o está en función de la litología, disposición estructural de las rocas, de la topografía expresada por la pendiente, la morfología y la edad del relieve.

La importancia de este tipo de investigaciones radica en la posibilidad de detectar evidencias tectónicas a partir, básicamente, de razonamiento morfológicos. La tectónica puede evaluarse en su expresión espacial, en su intensidad y en los contrastes altitudinales de los bloques resultantes.

8.2. CONCLUSIONES

El análisis Morfoestructural del Graben de Ixtlahuaca, Atlacomulco y Acambay, se basó desde una perspectiva geológica-geomorfológica, donde se correlacionan los procesos endógenos como los exógenos; los cuales son indispensables para conocer las formas y modificaciones que sufre el relieve terrestre.

La disposición de las estructuras tectovolcánicas obedece a la influencia de los Sistemas Acambay-Venta de Bravo, Atlacomulco e Ixtlahuaca-Toluca y de manera general a la del Sistema Volcánico Transversal, que deja como evidencias un relieve irregular y desarrollo de bloques; el cual es modelado por agentes como la erosión y la acumulación.

Las elevaciones son ejemplo de diversos procesos que se han presentado en la zona debido al considerable número de fallas y fracturas que dan origen a pendientes fuertes, a corrientes de primer, segundo y tercer orden, valles profundos, alta densidad de disección y energía del relieve mostrando un control estructural en toda el área de estudio. Por otra parte las zonas lacustres o zonas planas son

indicios de procesos de hundimientos, y rellenadas posteriormente; en estos lugares las pendientes son suaves, se asocian ríos de cuarto, quinto, sexto y séptimo orden.

La frecuencia e intensidad de estos procesos generadores de relieve, está en función del predominio de cada uno de ellos y/o en conjunto, además del impacto antrópico; el cual es favorecido sobre todo por las actividades económicas que día con día requieren mayor espacio. El área de estudio, es una región tectónicamente activa, cuyos efectos (sismos, volcanes, fallas, agrietamiento de terrenos, deslizamiento de rocas, entre otros) representan una amenaza para la población.

La carta morfogenética-estructural proporciona información básica para abordar nuevas investigaciones relacionadas a Ciencias de la Tierra.

El comprender la morfogénesis y morfoestructuras del área de estudio y su desarrollo es imprescindible, ya que el conocimiento y la interpretación sobre la evolución geológica, donde van implícitos cambios significativos geológicos-geomorfológicos dentro de periodos relativamente breves, como los movimientos tectónicos. Prueba de ellos es la Falla de Acambay y su relación reciproca con la Falla Perales y Toxi evidenciando actividad volcánica en el Jocotitlán que por tanto y de acuerdo a todo lo antes mencionado, se concluye que es geológicamente activa toda la zona, aunque por el momento no se ha tenido un registro de algún evento reciente significativo, claro está que en cualquier momento puede presentar un movimiento, influenciado por otras fallas de orden primario o secundario.

Por ende, los procesos geomorfológicos, a través del tiempo van dejando su evidencia sobre el terreno, donde cada proceso deja rasgos distintivos que caracterizan el relieve de cada lugar sin importar el tamaño del área.

Finalmente, es posible señalar que algunas características acerca de un balance general de los procesos de erosión-acumulación en función de intensidad de la actividad tectónica. En todos los megabloques se observa una mayor intensidad de procesos erosivos sobre sus bordes y una mayor acumulación al pie de los escarpes. Por otro lado, la actividad erosiva disminuye, relativamente, en las zonas

internas de los bloques, a pesar de tener una gran altitud absoluta y relativa sobre el nivel de base regional.

La zona de estudio está definida por diversas morfoestructuras traslapados con una actividad del Plioceno al Pleistoceno. Morfológicamente está conformada por grandes bloques de acuerdo con las características morfotectónicas, diferencias en patrones de drenaje, edad de formación, vulcanismo y las fallas; éstas últimas han provocado un levantamiento, hundimiento, escalonamiento y basculamiento de bloques lo que genera un relleno de diferentes espesores el cual desempeñan un papel importante en la distribución y control de los peligros geológicos en los municipios de la zona, como el hundimiento y agrietamiento y sismicidad.

La influencia de las fallas y fracturas se refleja claramente en la topografía actual, y el grado de evolución alcanzado se ve determinado en los escarpes que se generan. El control estructural en ríos y arroyos es patente, interpretándose que la mayoría de los ríos de gran longitud corresponden a una falla o zona de fractura.

El resultado del análisis morfoestructural del graben de Ixtlahuaca, Acambay y Atlacomulco es de gran importancia para entender aspectos geológicos y estructurales en la cuenca de Toluca. En primer lugar se adquiere un mejor conocimiento de la evolución de la cuenca de Toluca, dejando a un lado modelos simplistas. Además, el análisis realizado permite proponer a la zona de estudio y a las fallas que le dieron origen y posteriormente la deformaron como un límite estructural de la cuenca de Toluca, el cual ha sido reactivado y ha controlado el vulcanismo y morfoestructura de la misma y, por lo tanto, no sólo ha actuado como un límite geográfico o hidrológico entre la cuenca de México.

REFERENCIAS

- Arroyo, Karla (2008). Geomorfología: Teoría y Pensamiento. Facultad de Geografía. UAEM. Toluca, México.
- Castillo M. (2006). Delimitación de unidades ambientales biofísicas, en el volcán La Malinche con base en el análisis de unidades morfogenéticas. Tesis para optar el grado de maestro en Geografía. Departamento de Geografía. División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Filosofía y Letras. UNAM.
- Castillo M., Muños E. y Arce J. L. (2015). Evaluación del sistema erosivo fluvial en el volcán Popocatepetl (México) mediante análisis morfométricos. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen 67, núm. 2, 2015, p. 167-183
- Coque Roger. (1997). "Geomorfología". Alianza Universidad Textos. 79. Ed. Alianza.
- De Miró I. Orell Manuel y Montserrat Doming. (1985). "Breviorio de Geomorfología". Ed. Oikos-Tau, Barcelona.
- Demant, A., Roger Mauvois, Luis Silva (1976). El Eje Neovolcánico Transmexicano. III Congreso Latinoamericano de Geología. Excursión Núm. 4 México, UNAM, 37 pp.
- Demant, A (1978). Caracterización del eje neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación. En: Revista del Instituto de Geología. Universidad Autónoma de México.
- Demant, A., (1982). Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Trasmexicano. Revista del Instituto de Geología UNAM, Vol. 5. Núm. 2, 217-222 pp.
- Duran L., Hurtado M y Espriu R. (1973) "La Depresión Chapala – Acambay – México – Oriental. Tesis de Licenciatura en Geografía. Colegio de Geografía UNAM.

- Espinosa L. y Arroyo K. 2011. Geomorfología en México. Una visión histórica, metodológica y aplicada. Editorial Académica Española. ISBN 978-3-8454-9761-7, España. Saarbrücken Alemania.
- Ego, F y Ansan V. (2002). Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°-99°W) in transtensive deformation? *Tectonophysics* Vol. 359, 189-208 pp.
- Ferrari L., Victor H. Garduño, Gorgio Pasquare y Alessandro Tibaldi (1994). Volcanic and Tectonic evolution of Central Mexico: Oligocene to present. *Geofísica Internacional*. Vol. 33, 97-105 pp.
- García-Palomo, A., J. L. Macias y V. H. Garduño (2000). Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics*, Vol. 318, 281-302 pp.
- Garduño V. H., Pérez R., Israde I., Rodríguez M.A., Szykaruk E., Hernández V. M., García M. L., Corona P., Ostroumov M., Medina V.H., García G., Carranza O., López E. y Mora J.C., (2009). Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acamba y fault system, central México: *Geofísica Internacional* 48 (3), 319-335
- Gonzales y Contreras (2001), análisis de fenómenos naturales que presentan amenazas en el municipio de Acambay, Estado de México. Universidad Autónoma del Estado de México
- Guerasimov, I. P. (1946). "Experiencia de la interpretación geomorfológica del esquema general de la estructura geológica de la URSS" (en ruso), *Revista Probl. Geog. Fís.* , 12, pp. 33-46.
- Guerasimov, I. P. (1959). "Rasgos estructurales del relieve de la superficie terrestre del territorio de la URSS y sus orígenes" (en ruso), Ed. Akademia Nauk SSSR, Moscú.
- Hernández José R., Blanco Pedro, Díaz Jorge L. (1988). "Rasgos estructuro-geomorfológicos del fondo de los mares y océanos circundantes en Cuba". Editorial Academia de Ciencias de Cuba. Instituto de Geografía.

- Hernández José R., J. L. Díaz, A. R. Magaz García, R. Gonzáles Ortiz, A. H. Portela Peraza y F. Arteaga Barrios (1991), "Criterios geomorfológicos para la clasificación morfotectónica de Cuba oriental", en Morfotectónica de Cuba Oriental, Ed. Academia, La Habana, 43 PP.
- Hernández José R, J.R., M.A. Ortiz Pérez, A. R. Magaz García, J.L. Díaz y J. J. Zamorano Orozco (1994). Estilos geotectónicos bidimensionales y tridimensionales interbloques; una nueva categoría neotectónica para la determinación de morfoestructuras montañosas". Investigaciones Geográficas Boletín, núm. 28, Instituto de Geografía, UNAM, México, México, pp.9-32.
- Hernández Santana José R., Ortiz Pérez Mario A., Zamorano Orosco José J. (1995). "Regionalización Morfoestructural de la Sierra Madre del sur, México". Boletín del instituto de geografía No. 31. P. 45-67.
- Hernández Santana, J. y Ortiz Pérez, M. (2005). Análisis morfoestructural de las cuencas hidrográficas de los ríos Sabana y Papagayo (tercio medio-inferior), estado de Guerrero, México. Investigaciones Geográficas.
- Hernández José R., Ortiz Pérez Mario A., Figueroa Mah Eng Manuel. (2009) Análisis morfoestructural del Estado de Oaxaca, México un enfoque de clasificación tipológica del relieve. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM ISSN 0188-4611, Núm. 68,, pp. 7-24.
- Johnson C.A. y C. G. A. Harrison. (1989). Tectonics and Volcanism in Central Mexico: A Landsat Mapper Perspective Remote Sensing of Environment Vol. 28. 273-286 pp.
- Kostenko Natalia Petrovna. (1975). "Geomorfología Estructural Aplicada". UNAM. Instituto de Geografía. Resumen del curso dictado en Sep-Oct. 1995.
- Kostenko, Natalia (1991). Aspectos "Teóricos del Análisis Geomorfológico Estructural". UAEM. 1ª Edición.

- Langridge R.M., Weldon R. I., Moya J.C., and Suárez G., 2000, Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault. Trans-Mexican Volcanic Belt. Journal of Geophysical Research vol. 105, NO. B2, PAGES 3019-3037.
- Leet y Judson (1980). "Fundamentos de la Geografía Física". Limusa.
- Lugo Hubp José. (1988). "Elementos de Geomorfología Aplicada" (Métodos Cartográficos). Instituto de Geografía. UNAM.
- Lugo Hubp José. (1995). "La Geomorfología en México". En Ciencia ERGO, SUM, Vol. 2 Número. Uno Febrero. UAEM.
- Lugo Hubp José. (2011). "Diccionario Geomorfológico". Instituto de Geografía. UNAM.
- Mörner, N.A., 1986. Global neotectonics, arcs and geoid configuration. In: F.C. Wezel (Editor), The Origin of Arcs. Develop. Geotectonics, 21. Efsavier, Amsterdam, pp. 79-91.
- Mosser, F., (1972) The Mexican Volcanic Belt; Structure and Tectonics. Geofísica Internacional, Vol. 106, 383-394 pp.
- Nixon G.T. (1982). The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subduction ocean lithosphere. Geological Society of American Bulletin, Vol. 26-1, 109-158 pp.
- Nixon G. T., A. Demant., R. L. Armstrong y J. E Harakal. (1987). K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of Trans-Mexican Volcanic Belt. Geofísica Internacional, Vol. 26-1, 109-58 pp.
- Ortega J. (2000). "Las prácticas geográficas: Las Geografías Físicas". Cap. 19 En los Horizontes de la Geografía. Ariel. España.
- Pardo M., y Suarez G (1995). Shape of the subducted Rivera and Coco plates in south Mexico— seismic and tectonic implications. Journal of Geophysical Research. Vol. 100, 12,357-12,373 pp.

- Pasquare G., Ferrari L., Perazzoli V., Tiberi M. y Turchetti F. (1987a). Morphological and structural analysis of the central sector of the Transmexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional* Vol. 26-2, 177-193 pp.
- Pasquare G., L. Vezzoli, A. Zanehi. (1987b). Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, Vol. 26-2, 159-179 pp.
- Persaud, M., Zúñiga, F. R., Aguirre- Díaz, G., Villamor, P., Langridge, R. (2006). First Steps Towards the Paleoseismological History of the Pastores and Venta de Bravo Faults, Acambay Graben, TransMexican Volcanic Belt, Central Mexico. American Geophysical Union, Fall Meeting, abstract #T13B-0501.
- Ramírez Herrera, M T. (1994). Tectonic geomorphology of the Acambay graben, Mexican Volcanic Belt, tesis de doctorado Universidad de Edimburgo, Reino Unido.
- Ransome, F. L. (1904). "The geology and ore deposits of the Bisbee". Quadrangle Arizona, U.S.: Geol. Survey Prof. Paper Núm. 168 págs.
- Reyes, Gabriel y Becerril, Pula (2000). Áreas con posibilidades de explotación de diatomita en terrenos de San Jerónimo Ixtapantongo y San Lorenzo Toxico, Municipio de Ixtlahuaca, Estado de México, UAEM, Toluca México.
- Rojas Vilches Octavio E. (2006). "Deformaciones, Pliegues y Fallas". Universidad de Concepción Facultad de Arquitectura-Urbanismo- Geografía. Departamento de Geografía.
- Roldán Quintana, J., Mcdowell, F.W., (1992). "The Báucarit Formation in the Río Yaqui area, Municipality of Onavas, Sonora". En: CLARK, K.F.
- Roldán Quintana, J, Schmidt, R. H., (eds.), "Geology and mineral resources of the northern Sierra Madre Occidental, Mexico": Guidebook for the 1992 Field Conference: El Paso, Texas. El Paso Geological Society, p. 223-228.
- Roldán Quintana, J., Aguirre-Díaz, G.J., Rodríguez-Castañeda, J.L., 2011, Depósito de avalancha de escombros del volcán Temascalcingo en el graben de

- Acambay, Estado de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 28, núm. 1, p. 118-131.
- Salinas S. (2013). *Geología, Petrología y Geoquímica del Volcán Jocotitlán, Estado de México*. Posgrado de Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica UNAM, México, D.F.
- Shubert D. H. y Cebull S. E. (1984). Tectonic interpretation of the Trans. Mexican volcanic belt *Tectonophysics*, 101, 159-165 pp.
- Sibson, R.H., (1990). "Faulting and fluid flow, in Nesbitt". B.E., ed., *Short course on fluids in tectonically active regimes of the continental crust: Mineralogical Association of Canada*, p. 93-132.
- Stephen B. DeLong; Hilley E. George, J. Rymer Michael. (2010). "Faul zone structure from topography: Signature of en echelon fault slip at Ridge on the San Andreas Fault, Monterey County, California". *TECTONICS*, VOL. 29, TC5003.
- Suyne I., Lacan P., Ortuño M., Villamor P., Audin L., Zuñiga F., Langridge R., Aguirre G. y Lawton F. (2015). La falla San Mateo: nuevas evidencias paleosismológicas del fallamiento active en el graben de Acambay, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* vol. 32, num. 3, 2015, p. 361-376.
- Strahler A. (1982). "Geografía Física. España" Omega.
- Strahler A., Strahler A. (1996). "Physical Geography". Estados Unidos de América. Ed. Wiley.
- Thornbury. (1966). "Principios de la Geomorfología". Ed. Kapeluz.
- Urbina F. y Camacho H., 1913, Zona Megasismica Acambay-Tixmadeje, Estado de México. Instituto Geológico de México, Secretaria de Fomento.
- Urrutia F. J. H y Del Castillo L. (1978). Un modelo del Eje Volcánico Mexicano. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, v 38, 18-28 pp.

- Valderrama. S. (2015) Registro sintético en la refinería Miguel Hidalgo, de un escenario sísmico originado en el graben de Acambay, Tesis de titulación para adquirir el grado de Ingeniero Geofísico. Facultad de ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México
- Velásquez E., G. de los A., I. Alcántara-Ayala, J. R. Hernández S. y R. J. Garnica-Pena (2015), "La zonificación morfotectónica-volcánica en el análisis morfoestructural del relieve: el caso del municipio de Managua, Nicaragua", *Investigaciones Geográficas, Boletín*, núm. 87, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 118-140, dx.doi.org/10.14350/rig.43549.
- Vilchis M. (2001) *estudio Geomorfológico de la carta nevado de Toluca, mex.* Tesis para obtener el título de licenciado en geografía Facultad de Geografía, Universidad Autónoma del Estado de México, Toluca, México.
- Wallace, R.E. 1984, Patterns and timing of Late Quaternary faulting in the Great Basin Province and relation to some regional tectonic features: *Journal of Geophysical Research*, 89, 5763-5769, doi:10.1029/JB089iB07p0576.
- Zamorano. J. M. *et al.* (2000) "Meseta de Boniato y graben de Santiago de Cuba: un enfoque geomorfológico de su desarrollo morfoestructural" *Investigaciones Geográficas. Boletín del Instituto de Geografía, UNAM* Número 41. (2000).